F 1329

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

SERIA GEOLOGIE

1

TOMUL 9

1964

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMINE

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil:

ACADEMICIAN AL. CODARCEA

Redactor responsabil adjunct:

ACADEMICIAN N. PETRULIAN

Membrii:

ACADEMICIAN G. MURGEANU; ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU;
V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei R.P.R.;
D. GIUȘCĂ, membru corespondent al Academiei R.P.R.

P. ȘOIGAN — *secretar de redacție.*

Prețul unui abonament este de 60 lei. În țară abonamentele se fac la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii și difuzorii voluntari din întreprinderi și instituții.

Orice comandă din străinătate (numere izolate sau abonamente) se face prin CARTIMEX Căsuța poștală 134—135 București R. P. Română sau prin reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență, se vor trimite pe adresa comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică și geografie — Seria geologie".

APARE DE DOUĂ ORI PE AN

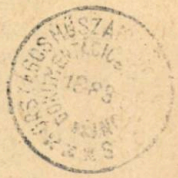
ADRESA REDACȚIEI
CALEA VICTORIEI Nr. 125
BUCUREȘTI

STUDII ŞI CERCETĂRI

DE

GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

SERIA GEOLOGIE



TOMUL 9 1964 NR. 1

SUMAR

Pag.

GR. RĂILEANU şi MAGDALENA IORDAN, Studiul brachiopodelor liasice din zona Svinița 3

I. V. VÎSOȚKI şi N. GRIGORAŞ, Schema de corelare a depozitelor paleogene din Carpații Orientali de pe teritoriile U.R.S.S. şi R.P.R. 25

T. JOJA şi M. CHIRIAC, Asupra prezenței unor ammoniți în stratele de Hangu din flişul extern de la Putna (regiunea Suceava) 39

GR. RĂILEANU şi GH. POPESCU, Studiul micropaleontologic al cretacicului inferior de la Svinița (Banatul de sud) 51

MIHAI ŞTEFĂNESCU şi MARINA ZAMFIRESCU, Iviri noi de vraconian-cenomanian în zona conglomeratelor de Ciucaş—Zăganu 61

FL. MARINESCU, Propuneri cu privire la orizontarea ponțianului din partea occidentală a Bazinului getic 73

E. LITEANU şi M. FERU, Noi contribuții la studiul stratigrafiei zăcămîntului de lignit din interfluviul Jiu—Motru 81

D. GIUŞCĂ, JEANA IONESCU şi C. UDRESCU, Noi contribuții la geochimia beriliului 93

H. KRĂUTNER, Privire generală asupra metalogenezei din Masivul Poiana Ruscăi 101

AMALIA SZŐKE, Considerații asupra mişcării magmei în neckul de la Racul — Ciuc (valea Oltului) 125

IOSIF IMREH şi GABRIELA IMREH, Noi valori cristalografice pentru caracterizarea habitusului şi importanței zonelor 131

AMALIA SZŐKE, Enclavele eruptive şi sedimentare din lavele Harghitei de sud-est şi însemnătatea lor geologică 141

NOTE

GR. ALEXANDRESCU şi ECATERINA ALEXANDRESCU, Asupra cretacicului superior din flişul extern din regiunea Covasna — Zagon (Carpații Orientali) 149

Pag.

MIRCEA DUMITRIU şi CRISTINA DUMITRIU, Notă asupra imbricaţiei conglomeratelor de Brebu 155

C. VINOGRADOV, Date noi privind depozitele cretacic superioare din anticlinoriul Zamurei 159

MIRCEA DUMITRIU şi CRISTINA DUMITRIU, Contribuţii la geologia Munţilor Perşani (regiunea Comana — Cuciulata — Lupşa) 169

L. ATANASIU şi FL. CODARCEA, Unele consideraţii privind paralelizarea depozitelor paleogene din Maramureş şi NE Bazinului Transilvaniei . . . 175

MIRCEA DUMITRIU, Arii de sursă ale unor sedimente paleogene din Carpaţii Orientali 181

SOFIA NIKOLAEVNA NAUMOVA, MARCELA DESSILA-CODARCEA şi VIOLETA ILIESCU, Resturi de plante din complexele de şisturi cristaline din Carpaţii Meridionali centrali 187

ELENA MIRĂUŢĂ, O formă caracteristică de conodonte în carboniferul de pe valea Idegului (Banat) 193

FL. MARINESCU, *Phyllocardium planum stevanovici* n. ssp. în ponţianul din vestul Olteniei 195

SVETLANA KRESTEL, Contribuţii la studiul diatomeelor din sarmaţianul de la Minişul-de-Sus (reg. Crişana) 199

RĂZVAN GIVULESCU, Noi semnalări de conuri fosile de *Pinus* şi *Picea* din Transilvania 207

GH. POPESCU, Zona cu *Orbulina* în miocenul din nord-vestul Bazinului Transilvaniei 213

PAULIAN DUMITRICĂ, Asupra prezenţei unor radiolari din familia *Challengeridae* (Ord. *Phaeodaria*) în tortonianul din Subcarpaţi 217

RĂZVAN GIVULESCU, Contribuţii la cunoaşterea activităţii vulcanice din Bazinul Borodului. I. Posibilitatea existenţei unor aparate vulcanice . . 223

DOINA RUSSO, Contribuţii la cunoaşterea cuarţitelor secundare din Munţii Gutîi şi Călimani 229

G. NEACŞU, Notă asupra alteraţiei tufului de Hădăreni de la Ocna-Mureşului . 235

St. şi cerc. geol. geofiz. şi geogr. Seria geologie T. 9 Nr. 1 p. 1—238 Bucureşti 1964

STUDIUL BRACHIOPODELOR LIASICE DIN ZONA SVINIȚA

DE

GR. RĂILEANU şi MAGDALENA IORDAN

55(05)

CONSIDERAȚII GENERALE

În liasicul din zona Svinița se găseşte o faună foarte bogată de brachiopode asociată de obicei cu lamellibranchiate şi cephalopode. Se poate afirma, cu multă certitudine, că liasicul din această zonă are dezvoltarea cea mai completă, fapt care a atras atenția cercetătorilor încă din secolul trecut (38), (39), (33), (41), (12), (30), (34).

Faună de brachiopode colectată cu ocazia cercetărilor întreprinse în regiune s-a dovedit, pe de o parte, a fi cu mult mai bogată decît se cunoştea din literatura existentă iar, pe de altă parte, determinările sporadice făcute impuneau reluarea cercetărilor. Această problemă se impunea cu atît mai mult cu cît în zona Svinița fauna de brachiopode este foarte abundentă şi colectarea ei se poate face pe nivele stratigrafice bine stabilite pe bază de ammoniți.

CONSIDERAȚII DE ORDIN STRATIGRAFIC

Zona Svinița este singura regiune din țară unde liasicul are dezvoltarea cea mai completă şi unde s-au putut stabili zone paleontologice precise cu faună bogată de moluşte şi brachiopode.

Rheticul — este reprezentat printr-o serie conglomeratică foarte puternică, care în Cioaca Bori — la Triculi — atinge circa 750 m grosime. Prin faptul că aceste depozite se aştern discordant peste cele permiene şi suportă în continuitate de sedimentare liasicul inferior ele au fost atribuite (33) rheticului. În gresiile cuarțitice de la Bigăr, cu o poziție stratigrafică asemănătoare, Al. Semaka a identificat floră rhetică (*Pa-*

St. şi cerc. geol., geofiz. şi geogr. Seria geologie t. 9 nr. 1 p. 3—24 Bucureşti 1964

lissya brauni Endl.), confirmîndu-se pe această cale şi poziţia conglomeratelor respective.

În ceea ce priveşte liasicul inferior propriu-zis, s-a constatat (33) că pe marginile zonei, respectiv la Cozla, Bigăr, Rudăria etc., se dezvoltă un facies lagunar detritogen cu cărbuni, cu o bogată floră, asemănător celui de Gresten, iar spre partea axială, pe meridianul punctului — la Munteana — un facies marin calcaros, neritic, bogat în faună marină.

Liasicul inferior de tip Cozla este reprezentat la Cozla, Bigăr, Triculi etc., prin microconglomerate, gresii silicioase, şisturi cărbunoase şi cărbuni iar la partea superioară prin gresii marnoase şistoase cu nuanţe cenuşii. Din intercalaţiile cu cărbuni a fost determinată de la Bigăr şi Svinecea (Rudăria) o floră destul de bogată (40) care pledează pentru vîrsta rhetică şi liasic inferioară. Nivelele marnoase, situate deasupra orizontului cu cărbuni, conţin o bogată faună, în special de lamellibranchiate, dintre care sînt de reţinut : *Cardinia* (*Thallasites*) *gigantea* Quenstedt, *Ceromya infraliasica* Nyst., *Modiola neumayri* Ttz., *M. sturi* Ttz., *Gresslia petersi* Trauth etc.

Peste acest nivel cu *Cardinia gigantea* urmează gresii calcaroase nisipoase de culoare vînătă care, spre partea superioară, trec la gresii marnoase cu nuanţe roz, foarte bogate în special în brachiopode, motiv pentru care E. Tietze le denumise calcare cu brachiopode. Într-adevăr ele conţin numeroase forme care aparţin speciilor *Lobothyris grestenensis* (Suess), *L. punctata* (Sow.), *L. grossaviensis* (Trauth), *Tetrarhynchia sirinniae* (Ttz.), *T. drenkovana* (Ttz.) [1], *Spiriferina tumida* Buch, *Sp. tumida ascendens* (Desl.), *Sp. tumida acuta* Corroy, *Sp. walcotti* (Sow.). Ele conţin însă şi lamellibranchiate din care de reţinut sînt : *Pleuromya liasina* Schubl., *Pinna sturi* Trauth, *Lima pinguicostata* Ttz., *L. pectinoides* Sow. etc. Pe baza acestor elemente faunistice gresiile calcaroase vinete sînt considerate sinemuriene iar marnele roz lotharingiene. Acest nivel bogat în brachiopode reprezintă partea superioară a liasicului inferior.

Liasicul inferior de tip Munteana este localizat numai pe malul Dunării. Aici peste formaţiunile permiene (piroclastite) urmează un banc de calcare oolitice feruginoase, de culoare roşie-închis, uneori cu un conţinut pînă la 8% fier, denumit de E. Tietze „Roteisenstein". Spre partea superioară, aceste calcare sînt mai deschise la culoare, conţin mai puţine oolite, în schimb, sînt mai spatice. După fauna pe care o conţin aceste calcare au fost paralelizate (33) cu formaţiunea imediat superioară celei cu cărbuni de la Cozla deci baza liasicului lipseşte la Munteana. În prezent sîntem în măsură să le paralelizăm mai precis, şi anume cu calcarele cu brachiopode.

Calcarele feruginoase de la Munteana, pe lîngă exemplare de *Nautilus* cf. *austriacus* Quenst., *Pleuromya liasina* Schubl., *Lima* (*Plagiostoma*) *gigantea* Quenst., *Entolium liasinum* Nyst. şi alte cîteva specii de lamellibranchiate, gasteropode şi belemniţi, conţin un adevărat lumaşel de brachiopode format dintr-un număr relativ mic de specii : *Lobothyris punctata*

[1] Forme citate de E. Tietze care nu au fost găsite de noi şi nici incluse în vreo sinonimie.

(Sow.), *L. grestenensis* (Suess), *L. gregaria* (Suess), *Tetrarhynchia sirinniae* (Ttz.), *T. banatica* (Ttz.), *Spiriferina tumida* Buch, *S. ascendens* (Desl.), *S. acuta* Corroy, *S. walcotti* (Sow.), *S. alpina* Oppel.

Partea superioară a liasicului inferior este reprezentată prin gresii calcaroase noduloase care conțin pe *Aegoceras* (*Amblycoceras*) *planicosta* Sow. în care mai persistă forme de brachiopode menționate mai sus.

Liasicul mediu de tip Cozla, în facies marginal, prezintă un aspect litologic destul de variat de la un punct la altul. În general el este reprezentat prin gresii marnoase, gresii calcaroase negricioase cu lamellibranchiate (*Pholadomya decorata* Hartm., *Entolium liasinum* Nyst., *E. hehlii* d'Orb., *Gresslya traianii* Ttz., *Pseudopecten aequivalvis* Sow., *Cardinia lipoldi* Ttz. etc.) și cu brachiopode din care de la Cozla, Cameniță, pîrîul Rudăria Mică s-au recoltat : *Spiriferina rostrata* Ziet., *Sp. alpina* Opp., *Lobothyris punctata* (Sow.), *L. punctata subpunctata* (Dav.), *L. punctata carinata* (Trauth), *L. punctata edwardsi* (Dav.), *L. subovoides* (Römer), *L. ovulum* (Quenst.), *L. grossaviensis* (Trauth), *Zeilleria numismalis* (Lamk.), *Z. subnumismalis* (Dav.), *Z. quadrifida* (Lamk.), *Z. bersaskensis* (Ttz.), *Z. dellegraziana* (Ttz.).

Prin faptul că abundă formele de *Zeilleria numismalis*, acest orizont poate fi atribuit fără nici o îndoială pliensbachianului pe care îl numim orizontul cu *Zeilleria*. Partea cu totul superioară a liasicului mediu este reprezentată prin marne șistoase de culoare brună uneori ciocolatie. Acestea conțin pe lîngă lamellibranchiate (*Pseudopecten aequivalvis* Sow., *Pleuromya unioides* Gold., *Pholadomya ambigua* Sow., *Ph. sturi* Ttz. etc.) și brachiopode din care am determinat *Spiriferina rostrata* Ziet., *Sp. alpina* Opp., *Tetrarhynchia tetrahedra* (Sow.), *T. austriaca* (Quenst.).

Din gresiile calcaroase vinete-negricioase de pe ogașele Ugroviștea, Malicerteg, Ciulunova și de pe Culmile Derimuda și Ravniște, asociată cu fauna de lamellibranchiate (*Entolium liasinum* Nyst., *E. hehlii* d'Orb., *Gryphaea cymbium* var. *gigantea* Lamk., *Unicardium robustum* Trauth etc.) s-a recoltat și determinat o bogată faună de brachiopode reprezentate prin *Spiriferina rostrata* Ziet., *Lobothyris punctata* (Sow.), *L. punctata clevelandensis* Ager, *L. punctata subpunctata* (Dav.), *L. punctata carinata* (Trauth), *Zeilleria numismalis* (Lamk.), *Z. subnumismalis* (Dav.), *Z. cornuta* (Sow.), *Z. indentata* (Sow.), *Z. sarthacensis* (d'Orb.), *Tetrarhynchia tetrahedra* (Sow.), *T.* aff. *tetrahedra* (Sow.), *T. austriaca* (Quenst.), *Gibbirhynchia curviceps* (Quenst.), *Grandirhynchia grandis* Buckman, *Cirpa fronto* (Quenst.).

Liasicul mediu de tip Munteana, de altfel ca și întreg liasicul din acest facies, conține pe lîngă alte forme și ammoniți, fapt care ne permite o orizontare mai precisă.

Partea inferioară a liasicului mediu, respectiv pliensbachianul, este reprezentată prin gresii calcaroase stratificate uneori cu aspect mai șistos, alteori mai dure. Pe lîngă alte moluște (*Pseudopecten aequivalvis* Sow., *Uniocardium robustum* Trauth, *Gryphaea cymbium* Sow., *Entolium*, *Belemnites*, *Nautilus* etc.) conțin forme reprezentative de ammoniții ca : *Becheoceras bechei* Sow., *Gramoceras normanianum* d'Orb. și *Aegoceras capricornus* Ziet. De asemenea în acest orizont se găsesc brachiopode,

din care am determinat *Spiriferina alpina* Opp., *Sp. rostrata* Ziet., *Sp. tumida haueri* Suess, *Tetrarhynchia argotinensis* (Radov.), *Gibbirhynchia curviceps* (Quenst.), *Cirpa fronto* (Quenst.), *Lobothyris punctata* (Sow.), *L. punctata subpunctata* (Dav.), *L. punctata carinata* (Trauth), *L. punctata edwardsi* (Dav.), *L. punctata andleri* (Opp.), *L. subovoides* (Römer), *L. ovulum* (Quenst.), *L. grossaviensis* (Trauth), *Zeilleria numismalis* (Lamk.), *Z. subnumismalis* (Dav.), *Z. quadrifida* (Lamk.), *Z. roemeri* (Schl.), *Z. cornuta* (Sow.), *Z. indentata* (Sow.), *Z. sarthacensis* (d'Orb.), *Z. dellegraziana* (Ttz.), *Z.* aff. *dellegraziana* (Ttz.), *Z. bersaskensis* (Ttz.).

După formele menţionate, aceste formaţiuni aparţin pliensbachianului.

Partea superioară a liasicului mediu, respectiv domerianul, este reprezentată prin gresii tufacee verzi-albăstrui care conţin dintre ammonoidee pe *Amalteus margaritatus* Montford şi *Paltopleuroceras spinatus* d'Orb., iar dintre lamellibranchiate pe *Ostrea doleritica* Ttz., *Gryphaea cymbium* Lamk. etc. Aceste depozite conţin şi brachiopode, dintre care am determinat pe : *Tetrarhynchia tetrahedra* (Sow.), *T. austriaca* (Quenst.), *T. subconcinna* (Dav.), *Grandirhynchia grandis* (Buck.), *Lobothyris punctata clevelandensis* Ager, *L. punctata carinata* (Trauth), *L. punctata subpunctata* (Dav.), *Zeilleria quadrifida* (Lamk.), *Z. cornuta* (Sow.), *Spiriferina tumida haueri* Suess.

Liasicul superior este reprezentat prin gresii silicioase arkoziene în faciesul marginal şi gresii calcaroase albe în faciesul median. În acest din urmă facies au fost identificate (33) *Lithoceras jurense* şi *Hildoceras bifrons*, forme care atestă vîrsta toarciană a acestor depozite.

Din analiza biostratigrafică a brachiopodelor din liasicul zonei Svinița, în raport cu fauna de ammonoidee şi lamellibranchiate cu care se găsesc asociate, mai ales în faciesul median, şi ţinînd seama de condiţiile stratigrafice în care se menţionează aceste forme în alte localităţi din Europa, putem ajunge la unele concluzii în ceea ce priveşte valoarea stratigrafică a brachiopodelor liasice.

Concluziile care se desprind din repartiţia stratigrafică a faunei de brachipode din regiunea cercetată ni se par cu atît mai interesante cu cît acest lucru se face pentru prima dată la noi în ţară iar paralelizarea în coloana stratigrafică în asociaţie cu fauna de ammoniţi este destul de sporadic făcută în Europa.

Circulaţia largă în scara stratigrafică a unor specii de brachiopode ne duce la concluzia că în afară de cîteva, care au o circulaţie mai restrînsă, asociaţiile sînt acelea care pot duce la precizări de ordin stratigrafic.

Pentru liasicul inferior ni se pare mai caracteristică asociaţia de *Spiriferina tumida* Buch cu varietăţile ei *Sp. tumida ascendens* (Desl.), *Sp. tumida acuta* Corroy, *Sp. walcotti* (Sow.), *Tetrarhynchia sirinniae* (Ttz.), *Tr. drencovana* (Ttz.), *Lobothyris grestenensis* (Suess), *L. gregaria* (Suess). Menţionăm că apar şi formele de *Spiriferina alpina* Opp., *Lobothyris punctata* (Sow.) şi *L. grossaviensis* (Trauth) care se continuă şi în liasicul mediu.

Tabelul nr. 1

Repartiția brachiopodelor

| Nr. crt. | Genul și specia | Liasicul din zona Svinița | | |

Pentru liasicul mediu gruparea formelor se pare a fi ceva mai bine conturată după cum se găsesc asociate unele specii de brachiopode cu ammoniți. Pentru pliensbachian este foarte caracteristic în primul rînd grupul *Zeilleria* cu speciile : *Z. numismalis* (Lamk.), *Z. subnumismalis* (Dav.), *Z. indentata* (Sow.), *Z. dellegraziana* (Ttz.), *Z. bersaskensis* (Ttz.), *Z. quadrifida* (Lamk.), *Z. cornuta* (Sow.), *Z. sarthacensis* (d'Orb.). De asemenea este de menționat prezența formelor de *Spiriferina rostrata* Ziet., *Sp. tumida haueri* Suess. Frecvente în pliensbachian sînt și formele de *Lobothyris subovoides* (Röm.) și *L. ovulum* (Quenst.), precum și de *L. punctata* (Sow.) cu varietățile : *L. punctata subpunctata* (Dav.), *L. punctata carinata* (Trauth), *L. punctata edwardsi* (Dav.) și *L. punctata andleri* (Opp.). Din grupul rhynchonellidelor sînt de menționat *Gibbirhynchia curviceps* (Quenst.), *Cirpa fronto* (Quenst.) și *Tetrarhynchia argotinensis* (Radov.). În domerian sînt caracteristice asociațiile de *Tetrarhynchia tetrahedra* (Sow.), *T. austriaca* (Quenst.), *T. subconcinna* (Dav.), *T. argotinensis* (Radov.), *Grandirhynchia grandis* (Buck.) și a terebratulidelor : *Lobothyris punctata* (Sow.), *L. punctata clevelandensis* Ager, *L. punctata subpunctata* (Dav.), *L. punctata carinata* (Trauth). Dintre zeilleride mai persistă unele forme apărute în pliensbachian ca : *Z. quadrifida* (Lamk.) și *Z. cornuta* (Sow.). Dintre spiriferine, *Sp. tumida haueri* Suess ni se pare mai frecventă aici decît în pliensbachian.

CONSIDERAȚII PALEONTOLOGICE

Clasa **BRACHIOPODA**

Familia **RHYNCHONELLIDAE** Gray

Tetrarhynchia tetrahedra (Sow.)

(Pl. I, fig. 1, *a — d*; fig. 2, *a—d*)

1838 *Terebratula tetraedra* Sow., L. von Buch (9), pl. XIV, fig. 8.
1851 *Terebratula tetraedra* Sow., I. Domeyko (17), p. 17, pl. VII, fig. 9, 10.
1858 *Terebratula tetraedra* Sow., Fr. Quenstedt (29), p. 179, pl. XXII, fig. 11, 12.
1872 *Rhynchonella tetraedra* Sow., E. Tietze (41), p. 130.
1889 *Rhynchonella variabilis* Schl., G. Geyer (19), p. 36, pl. IV, fig. 18—22 : pl. V, fig. 1—4, 10.
1909 *Rhynchonella tetraedra* Sow., Fr. Trauth (44), p. 56, pl. I, fig. 3.
1915 *Rhynchonella tetraedra* Sow., E. Jekelius (22), p. 41, pl. V, fig. 1—8.
1917 *Rhynchonella tetraedra* Sow., L. Rollier (35), p. 159.
1956 *Tetrarhynchia tetrahedra* Sow., V. D. Ager (4), p. 4, pl. I, fig. 1.

Toți autorii citați la sinonimie figurează forme asemănătoare cu exemplarele noastre însă de obicei cu un număr mai mare de coaste pe

şa şi sinus. Această specie este foarte caracteristică pentru domerian, dar se întîlneşte şi în pliensbachian şi toarcian.

Tetrarhynchia austriaca (Quenstedt)

(Pl. I, fig. 3, *a—d*)

1909 *Rhynchonella austriaca* Quenst., Fr. Trauth (44), p. 55 (cu sinonimie).
1915 *Rhynchonella tetraedra* var. *austriaca* Quenst., E. Jeckelius (22), p. 42, pl. V, fig. 10.
1956 *Tetrarhynchia austriaca* (Quenstedt), V. D. Ager (4), p. 2.

Exemplarele noastre prezintă aceleaşi caractere cu formele descrise în literatură avînd două coaste pe şa şi una în sinus. Ele provin din liasicul mediu de la Munteana şi Derimuda.

Tetrarhynchia argotinensis (Radov.)

(Pl. I, fig. 4, *a—d*)

1889 *Rhynchonella argotinensis* Radovanović (31), p. 49, pl. I, fig. 1—4.
1893 *Rhynchonella argotinensis* Radov., F. Toula, (43), p. 194, pl. I, fig. 2.
1956 *Tetrarhynchia argotinensis* Radov., V. D. Ager (4), p. 2.

Formă de tip *tetrahedra* însă cu trei coaste pe şa, două pe sinus şi 4—5 pe aripile laterale. A fost recoltată de noi din liasicul mediu de la Munteana.

Tetrarhynchia subconcinna (Dav.)

(Pl. I, fig. 6, *a—c*)

1929 *Rhynchonella subconcinna* Dav., A. Lanquine (23), p. 191, pl. V, fig. 2.
1956 *Tetrarhynchia subconcinna* (Dav.), V. D. Ager (4), p. 10, pl. I, fig. 5, 6 (cu descriere şi sinonimie).

L. = 22 mm ; l. = 24 mm ; g. = 11 mm.

Este o specie frecventă în domerian dar se întîlneşte şi în pliensbachian. A fost recoltată din liasicul mediu de la Munteana.

Tetrarhynchia sirinniae (Ttz.)

(Pl. I, fig. 5, *a—d*)

1872 *Rhynchonella sirinniae* Tietze. (41), p. 131, pl. VII, fig. 3.
1909 *Rhynchonella sirinniae* Ttz., Fr. Trauth (44), p. 61 (cu sinonimie).

Formă de talie mică pînă la medie, cu contur subtrigonal şi valve puţin bombate. Sinusul valvei mari mai bine marcat decît şeaua valvei

mici, cu 16—17 coaste ascuțite și solzoase, dintre care 3—5 pe șa și sinus. Umbone mic, ascuțit și puțin recurbat. Această specie a fost recoltată de noi ca și de E. T i e t z e (41) din calcarele roșii și vinete liasic inferioare de la Munteana.

Gibbirhynchia curviceps (Quenst.)

(Pl. I, fig. 7, *a—d*)

1909 *Terebratula curviceps* Quenst., Fr. Trauth (44), p. 57, pl. I, fig. 4 (cu sinonimie).
1915 *Rhynchonella tetraedra* Sow. var. *curviceps* Quenst., E. Jekelius (22), p. 45 (cu sinonimie).
1917 *Terebratula curviceps* Quenst., L. Rollier (35), p. 88.
1954 *Gibbirhynchia curviceps* Quenst., V. D. Ager (1), p. 30.
1960 *Gibbirhynchia curviceps* Quenst., T. G. Sarîceva (37), p. 255, pl. III, fig. 1.

În general sînt forme de talie mijlocie (L. = 15 mm; l. = 15 mm; g. = 14 mm) cu aspect globulos, cu contur subcircular pînă la triunghiular. Se găsește citată în pliensbachian. Noi am recoltat-o din formațiunile liasice medii de la Munteana și Derimuda.

Grandirhynchia grandis Buckman

(Pl. I, fig. 8, *a—d*)

1956 *Grandirhynchia grandis* Buck., V. D. Ager (4), p. 20, pl. II, fig. 3, 4 (cu sinonimie și descriere).

L. = 12—14 mm; l. = 15—16 mm; g. = 14 mm.

Această specie este frecventă pentru domerian, partea inferioară a zonei cu *Paltopleuroceras spinatum* d'Orb. (Brug). Noi am recoltat-o din liasicul mediu de la Munteana.

Cirpa fronto (Quenstedt)

(Pl. I, fig. 9, *a—d*)

1958 *Cirpa fronto* (Quenst.), V. D. Ager (5), p. 53, pl. V, fig. 1—2 și text fig. 29, 30 (cu sinonimie și descriere).

Această specie a fost întîlnită în liasicul mediu la Munteana, Derimuda, Cozla.

Familia **SPIRIFERINIDAE** Davidson, 1884

Spiriferina alpina Oppel

(Pl. II, fig. 10, *a—c*)

1884 *Spiriferina alpina* Opp., H. Haas (20), partea I-a, p. 27 și 28, pl. II, fig. 8—10.
1889 *Spiriferina alpina* Opp., G. Geyer (19), p. 71, pl. VIII, fig. 4—8.
1916 *Spiriferina alpina* Opp., L. Rollier (35), p. 60.
1927 *Spiriferina alpina* Opp., G. Corroy (14), p. 9, pl. I, fig. 1—4 (forme tinere), fig. 5—8 (forme adulte).

După cum a stabilit G. Corroy (14) această specie este lată, de talie mare, netedă, prevăzută numai cu striuri de creștere. Sinusul este larg, puțin marcat, comisura aproape dreaptă, croșet puternic, aree dezvoltată, delthyrium triunghiular. S-au întîlnit valve separate în liasicul inferior de la Munteana și Cozla, precum și în liasicul mediu la Derimuda și Ravnište.

Spiriferina rostrata Zieten

(Pl. II, fig. 11, *a—d*)

1840 *Spirifer rostratus* L.v. Buch (10), p. 197, pl. X, fig. 24.
1889 *Spiriferina rostrata* (Schl.), G. Geyer (19), p. 73, pl. VIII, fig. 3.
1898 *Spiriferina rostrata* (Schl.), E. Böse (8), p. 213, pl. XVI, fig. 1.
1916 *Spiriferina rostrata* Zieten, L. Rollier (35), partea I-a, Spiriferide, p. 62.
1927 *Spiriferina rostrata* Zieten, G. Corroy (14), p. 10, pl. II, fig. 29—32.

Formă de talie mică (L. = 22 mm; l. = 23 mm; g. = 13 mm) cu contur subcircular și cochilia netedă prevăzută numai cu striuri de creștere. Comisura este fină și ascuțită, sinusul atenuat iar valvele globuloase în regiunea cardinală și depresive spre partea frontală. Umbonele este înalt, areea verticală, delthyriumul triunghiular. După cum arată G. Corroy (14) și L. Rollier (35) mulți autori au confundat sub numele de *Sp. rostrata* indivizi de tipul sau varietatea *Sp. tumida*, *Sp. verrucosa*, *Sp. hartmani*. Autorii citați stabilesc ca tip al speciei forma lui Zieten, reprodusă de G. Corroy (14). Exemplarul nostru a fost recoltat din liasicul mediu de la Ravnište.

Spiriferina tumida Buch

(Pl. II, fig. 12, *a—f*)

1927 *Spiriferina tumida* Buch, G. Corroy (14), p. 13, pl. III, fig. 1—4 (cu sinonimie și descriere).
1946 *Spiriferina tumida* Buch, G. Gardet et Ch. Gerard (18), p. 17, pl. VII, fig. 8.

Exemplarul	1	2	3
L.	= 39 mm (1)	36 mm (1)	39 mm (1)
l.	= 38 mm (0,97)	36 mm (1)	?
g.	= 26 mm (0,66)	26 mm (0,72)	29 mm (0,74)

Noi am recoltat această specie din liasicul inferior de la Munteana și din liasicul mediu de la Derimuda.

Spiriferina tumida ascendes (Desl.)

(Pl. III, fig. 13, *a—d*)

1871 *Spirifer pinguis* Quenst. (30), p. 494, pl. 53, fig. 20.
1872 *Spiriferina pinguis* Zieten, E. Tietze (41), p. 122, pl. VII, fig. 1.
1889 *Spiriferina pinguis* Zieten, G. Geyer (19), p. 77, pl. IX, fig. 13—16.
1927 *Spiriferina tumida* Buch var. *ascendens* Desl., G. Corroy (14), p. 15, pl. 111, fig. 5—8 (cu sinonimie).

Exemplarul	1	2	3
L.	= 24 mm (1)	18 mm (1)	22 mm (1)
l.	= 32 mm (1,33)	24 mm (1,33)	29 mm (1,31)
g.	= 19 mm (0,79)	12 mm (0,77)	16 mm (0,72)

4	5	6
22 mm (1)	25 mm (1)	18 mm (1)
29 mm (1,31)	31 mm (1,24)	20 mm (1,11)
16 mm (0,72)	19 mm (0,76)	13 mm (0,71)

Această formă reprezintă o varietate extremă de *Sp. tumida* Buch în ceea ce privește alungirea transversală a cochiliei și a redresării croșetului. Are talia potrivită, comisura ascuțită, sinusul atenuat, areea largă. Exemplarele întîlnite de noi sînt foarte asemănătoare și ca dimensiuni și ca aspect general cu formele figurate de G. Corroy (14), însă au sinusul mai puțin evident și urmele de coaste mult mai slabe. Această specie apare din sinemurian și este întîlnită pînă în domerian fiind frecventă în liasicul inferior. Noi am recoltat-o din liasicul inferior de la Munteana.

Spiriferina tumida acuta Corroy

(Pl. III, fig. 14, *a—d*)

1927 *Spiriferina tumida* Buch var. *acuta* G. Corroy (14), p. 19, pl. III, fig. 17—20.

Această varietate de *Spiriferina tumida* este de talie potrivită (L. = 25 mm; l. = 31 mm; g. = 19 mm), însă mai bombată în regiunea cardinală, cu sinusul valvei mari mai adîncit, cu umbonele mai ascuțit

și recurbat pe aree și cu slabe urme de coaste mai vizibile spre comisura valvelor și fine striuri de creștere. Această varietate apare din sinemurianul inferior și pînă în pliensbachian. Am întîlnit-o în liasicul inferior de la Munteana în calcarele oolitice.

Spiriferina tumida haueri Suess

(Pl. III, fig. 16)

non 1908 *Spiriferina rostrata* Schl. var. *madagascariensis* A. Thevenin (42), p. 31 pl. V, fig. 9.
1909 *Spiriferina haueri* Suess, Fr. Trauth (44), p. 48 (cu sinonimie).
1927 *Spiriferina tumida* Buch var. *Haueri* Suess, G. Corroy (14), p. 19, pl. I, fig. 17—20.

Formă largă de tip *Spiriferina tumida* Buch cu coaste fine dar vizibile, spre deosebire de varietățile citate mai sus. Această formă are trei striuri de creștere mai accentuate spre comisura valvelor, sinus larg, ascuțit dar nu prea profund, umbone puternic, înalt și puțin recurbat. Apare din pliensbachian și este întîlnită și în toarcianul inferior. Noi am recoltat-o din liasicul mediu de la Munteana și Derimuda.

Spiriferina walcotti (Sow.)

(Pl. III, fig. 15, *a—d*)

1840 *Spirifer walcotti* Sow., L. von Buch (10), p. 200, pl. X, fig. 28.
1853 *Spirifer walcotti* Sow., A. Oppel (25), p. 72, pl. IV, fig. 3, 4.
1915 *Spiriferina walcotti* Sow., L. Rollier (35), p. 58.
1927 *Spiriferina walcotti* Sow., G. Corroy (14), p. 24, pl. IV, fig. 1—4.
1929 *Spiriferina walcotti* Sow., A. Lanquine (23), p. 83, pl. II, fig. 3.

Formă de talie mare, alungită transversal, mai mult sau mai puțin globuloasă, puternic costată (L. = 27 mm; l. = 35 mm; g. = 22 mm). Comisura este pronunțată, umbonele înalt, areea aproape dreaptă, delthyriumul triunghiular. Valvele prezintă cîte 6 coaste puternice de o parte și de alta a sinusului ascuțit și a șeii; de asemenea se observă striuri de creștere care sînt mai accentuate și mai numeroase către comisură. Această specie este răspîndită din sinemurianul inferior și pînă în domerian. Noi am întîlnit-o în liasicul mediu de la Munteana.

Familia **TEREBRATULIDAE** Gray, 1840

Lobothyris punctata (Sow.)

(Pl. IV, fig. 17, *a—d*)

1915 *Terebratula punctata* Sow., E. Jekelius (22), p. 49—50, pl. VI, fig. 1 (cu sinonimie).

1915 *Labothyris punctata* Sow., S. Buckman (11), p. 78.
1918 *Terebratula punctata* Sow., L. Rollier (35), p. 195.
1951 *Terebratula punctata* Sow., I. Wanner et G. Knipscheer (45), p. 21, pl. III, fig. 29 (cu sinonimie).
1956 *Lobothyris punctata* Sow., V. D. Ager (3), p. 164.

Exemplarul	1	2	3	4	5
L.	= 20 mm	20 mm	25 mm	28 mm	29 mm
l.	= 16 mm	19 mm	22 mm	23 mm	24 mm
g.	= 13 mm	13 mm	16 mm	18 mm	17 mm

Această specie apare din liasicul inferior dar este mult mai răspîndită în liasicul mediu. Noi am recoltat-o din liasicul inferior de la Munteana.

Lobothyris cf. punctata (Sow.)

Exemplare prost conservate care nu mai păstrează cochilia decît parțial, însă majoritatea caracterelor pe care le prezintă sînt cele ale speciei *Lobothyris punctata* (Sow.).

Lobothyris aff. punctata (Sow.)

(Pl. IV, fig. 18, *a—d*)

Exemplare care se aseamănă foarte bine cu specia *Lobothyris punctata* (Sow.), însă unele sînt mai alungite, altele au un umbone mai puțin masiv iar o altă grupă prezintă striurile de creștere mai accentuate.

Lobothyris punctata carinata (Trauth)

(Pl. IV, fig. 19, *a—d*)

1909 *Terebratula punctata* var. *carinata* Fr. Trauth (44), p. 69, pl. II, fig. 5, 6 (cu sinonimie).
1915 *Terebratula punctata* Sow., var. *carinata* Trauth, E. Jekelius (22), p. 51, pl. VI, fig. 5.

Exemplarul	1	2	3
L.	= 23 mm	24 mm	30 mm
l.	= 20 mm	19 mm	24 mm
g.	= 13 mm	15 mm	19 mm

Exemplarele noastre întrunesc toate caracterele formelor descrise de Fr. Trauth (44) cu singura deosebire că valvele sînt la fel de bombate ca la formele figurate de E. Jekelius (22) și Fr. Quenstedt (30). Noi am recoltat-o din liasicul mediu de la Munteana.

Lobothyris punctata aff. carinata (Trauth)

(Pl. IV, fig. 20, *a—d*)

În liasicul de la Munteana s-au întîlnit forme asemănătoare cu această varietate, însă exemplarele noastre sînt mai puţin carenate şi au valvele mai convexe.

Lobothyris punctata andleri (Opp.)

(Pl. IV, fig. 21, *a—d*)

1909 *Terebratula punctata* Sow. var. *andleri* Opp., Fr. Trauth (44), p. 68 (cu sinonimie).
1915 *Terebratula punctata* Sow., var. *andleri* Opp., E. Jekelius (22), p. 50, pl. VI, fig. 3.

Formă de talie mare (L. = 40 mm; l. = 37 mm; g. = 23 mm) cu contur aproximativ pentagonal, cu regiunea posterioară ascuţită şi cea frontală largă şi uşor truncată. Lăţimea maximă este în jumătatea anterioară a cochiliei, valvele sînt mai puternic convexe în regiunea cardinală, comisura dreaptă şi ascuţită, striurile de creştere vizibile. După cum menţionează Fr. Trauth această varietate apare începînd din liasicul inferior. Noi am recoltat-o din liasicul mediu de la Munteana.

Lobothyris punctata clevelandensis Ager

(Pl. V, fig. 23, *a—d*)

1956 *Lobothyris punctata clevelandensis* Ager (2), p. 2, pl. I, fig. 1—5 (cu sinonimie şi descriere).

L. = 22 mm; l. = 18 mm; g. = 11 mm.

Această varietate este întîlnită din pliensbachian pînă în toarcian. Noi am recoltat-o din liasicul mediu de la Munteana.

Lobothyris punctata subpunctata (Dav.)

(Pl. V, fig. 22, *a—c*)

1851 *Terebratula subpunctata* Davidson (15), p. 46, pl. VI, fig. 7—10, 12—16.
1862 *Terebratula subpunctata* Davidson, Deslongchamps (16), p. 165, pl. 39 şi 43, fig. 4.
1872 *Terebratula* cf. *subpunctata* Dav., E. Tietze (41),p. 126.
1956 *Lobothyris punctata subpunctata* (Dav.), V. D. Ager (3), p. 164.

Exemplarul	1	2	3
L.	= 40 mm	40 mm	40 mm
l.	= 27 mm	30 mm	29 mm
g.	= 25 mm	28 mm	29 mm

Sînt forme de talie mare, oval-alungite, ușor truncate anterior, netede sau cu striuri de creștere regulate, valve egal și puternic convexe unite sub un unghi foarte obtuz. Comisura valvelor este dreaptă, rectimarginată, valva dorsală nemaiprezentînd suprafața plană sau adîncită ca la specia *L. punctata*. Croșetul este gros, recurbat, ușor carenat pe laturi avînd un foramen foarte mare, oval. Exemplarele noastre prezintă foarte mare asemănare cu cele figurate de E. Deslongchamps ((16), fig. 4 și 5, pl. 39). Ele au fost recoltate din liasicul inferior și mediu de la Munteana.

Lobothyris punctata cf. subpunctata (Dav.)

Exemplarele provenind din liasicul inferior de la Munteana reunesc caracterele varietății *subpunctata* menționate mai sus.

Lobothyris punctata edwardsi (Dav.)

(Pl. V, fig. 24, *a—d*)

1905 *Terebratula edwardsi* Dav., K. Rau (32), p. 49, pl. III, fig. 11—13 (cu sinonimie).
1918 *Terebratula edwardsi* Dav., L. Rollier (35), pl. 9.
1946 *Terebratula edwardsi* Roll., G. Gardet et Ch. Gerard (18), p. 23, pl. II, fig. 21—28.
1956 *Lobothyris edwardsi* Dav., V. D. Ager (3), p. 164.

Exemplarul	1	2	3	4
L. =	22 mm	26 mm	29 mm	30 mm
l. =	15 mm	21 mm	22 mm	24 mm
g. =	18 mm	21 mm	24 mm	23 mm

Această specie a fost întîlnită în liasicul inferior și mediu de la Munteana. Formele din liasicul inferior au un contur aproximativ pătratic, lățimea fiind egală cu grosimea, și cu striuri de creștere etajate; cele întîlnite în liasicul mediu sînt mai înguste în regiunea cardinală, cu grosimea mai mare decît lățimea și cu striuri de creștere vizibile, dar neetajate.

Lobothyris ovulum (Quenstedt)

(Pl. V, fig. 26, *a—d*)

1871 *Terebratula numismalis ovulum* Quenstedt (30), p. 325, pl. 46, fig. 34—38, 41.
1926 *Terebratula grammontensis* Peterhans (27), p. 372, pl. I, fig. 1—7.
1928 *Lobothyris ovulum* (Quenstedt), H. M. Muir-Wood (24), p, 250, fig. 8.

Exemplarul	1	2	3
L. =	18 mm	21 mm	23 mm
l. =	16 mm	17 mm	19 mm
g. =	10 mm	12 mm	13 mm

Exemplarele noastre corespund descrierii făcute de H. M. Muir-Wood, cu deosebire că sînt mai mari şi mai bombate, semănînd bine cu formele 1, 2 descrise de E. Peterhans ((27), pl. I). Această specie a fost întîlnită în liasicul inferior şi mediu de la Munteana.

Lobothyris subovoides (Römer)

(Pl. VI, fig. 28 şi 29, *a*, *c*, *d*)

1882 *Terebratula subovoides* Römer, H. Haas et C. Petri (21), p. 245 (cu sinonimie).
1915 *Terebratula punctata* var. *subovoides* Desl., E. Jekelius (22), p. 52 (cu sinonimie).

Exemplarul		1	2	3
Lias inferior	L. =	28 mm	28 mm	33 mm
	l. =	25 mm	27 mm	25 mm
	g. =	15 mm	20 mm	28 mm
Lias mediu	L. =	27 mm	35 mm	35 mm
	l. =	19 mm	24 mm	21 mm
	g. =	16 mm	21 mm	22 mm

Pentru determinarea formelor s-a luat în consideraţie descrierea făcută de E. Deslongchamps (16) şi formele figurate de el (pl. 37). Formele din planşa 38 numite de el varietăţi de *T. subovoides*, deoarece au striurile de creştere foarte neregulate şi puternic etajate dovedind viteze şi direcţii de creştere diferite, le considerăm ca treceri la *Lobothyris grestenensis*. Această specie a fost întîlnită în liasicul inferior şi mediu. Exemplarele din liasicul inferior sînt mai puţin alungite, mai groase, mai rotunjite în regiunea frontală şi cu striurile de creştere puţin etajate; cele din liasicul mediu sînt oval-alungite, cu frontul truncat, cu striuri de creştere neregulate, dar neetajate. Au fost recoltate din liasicul inferior de la Munteana şi liasicul mediu de la Cozla.

Lobothyris cf. subovoides (Römer)

Forme care au caractere de *L. subovoides* (Römer) dar sînt prost conservate şi nu se mai pot recunoaşte toate caracterele speciei tip.

Lobothyris grestenensis (Suess)

(Pl. VI, fig. 31, *a*—*d*)

1909 *Terebratula grestenensis* Suess, Fr. Trauth (44), p. 66 (cu sinonimie).

Exemplarul	1	2	3	4	5	6
L. =	17 mm	20 mm	27 mm	32 mm	33 mm	34 mm
l. =	11 mm	14 mm	19 mm	24 mm	23 mm	24 mm
g. =	11 mm	14 mm	19 mm	21 mm	21 mm	24 mm

Forme de talie medie pînă la mare, ovale, ușor truncate în regiunea frontală. Valve egal, convexe, unite sub un unghi aproape drept pînă la obtuz. Caracterul cel mai pregnant al speciei *L. grestenensis* este dat de liniile de creștere etajate, foarte neregulate, care arată viteze de creștere diferite și care, după cum spune S u e s s, dau aspectul strangulat al cochiliei. Spre deosebire de *T. spheroidalis* aceste striuri de creștere etajate sînt vizibile și pe mulaje. Umbonele este masiv, puternic recurbat, truncat de un foramen potrivit de mare, rotunjit sau alungit. Această specie este caracteristică liasicului inferior și a fost întîlnită la Munteana, Cozla, Sirinia, Camenița.

Lobothyris subovoides (Römer) cu treceri la
Lobothyris grestenensis (Suess)

(Pl. VI, fig. 30, *a* — *d*)

Formele de trecere corespund celor figurate de E. D e s l o n g c h a m p s ((16), pl. 38 și în special fig. 4), numite de el varietăți de *L. subovoides*. Acestea sînt bombate în regiunea cardinală și au linii de creștere etajate care dau impresia unor căpăcele de sub care cochilia se prelungește devenind ascuțită frontal.

Lobothyris punctata edwardsi (Dav.) cu treceri la
Lobothyris grestenensis (Suess)

(Pl. V, fig. 25, *a*—*d*)

Formele întîlnite sînt bombate în regiunea cardinală cu striuri de creștere etajate, dar sînt mai alungite anterior prezentînd o comisură ascuțită.

Lobothyris gregaria (Suess)

(Pl. VI, fig. 33, *a*—*d*)

1909 *Terebratula gregaria* Suess, Fr. Trauth (44), p. 66, pl. II, fig. 3, 4 (cu sinonimie).
1962 *Terebratula gregaria* Suess, I. Preda (28), p. 64, pl. I, fig. 2 (cu sinonimie și descriere).

L. = 25 mm; l. = 22 mm; g. = 14 mm.

Această specie apare din rhetic, întîlnindu-se și în liasicul inferior. Noi am recoltat-o din liasicul inferior de la Cozla.

Lobothyris grossaviensis (Trauth)

(Pl. V, fig. 27, *a*—*d*)

1909 *Terebratula grossaviensis* Trauth (44), p. 70, pl. II, fig. 7 (cu sinonimie și descriere).

Exemplarul	1	2
L.	= 24 mm	25 mm
l.	= 19 mm	21 mm
g.	= 15 mm	15 mm

Formă de talie medie, cu contur subcircular pînă la pentagonal, cu regiunea umbonală ascuţită iar cea frontală rotunjită sau uşor trunchată, netedă sau cu uşoare striuri de creştere. Ceea ce are caracteristic această specie este un şanţ îngust mai mult sau mai puţin adîncit ce apare pe ambele valve pe care le străbate longitudinal în partea lor mediană şi care afectează şi comisura frontală flexînd-o. Această specie a fost întîlnită în liasicul inferior şi mediu de la Munteana.

Lobothyris aff. grossaviensis (Trauth)

Exemplarele studiate reunesc toate caraçterele speciei *L. grossaviensis*, cu deosebirea că şanţul median nu se observă bine, dar comisura frontală este uşor flexată. Nu avem forme prea multe pentru a ne da seama dacă este o formă nouă, de aceea o trecem cu afinitas la specia anterioară.

Familia **ZEILLERIIDAE** Rollier, 1915 (= **WALDHEIMIIDAE** Douvillé, 1880)

Zeilleria numismalis (Lamk.)

(Pl. VII, fig. 34 şi 35, *a—d*)

1872 *Terebratula numismalis* Lamk., E. Tietze (41), p. 125, pl. VII, fig. 7.
1905 *Waldheimia numismalis* Lamk., K. Rau (32), p. 62, pl. IV, fig. 1—4 (non 6—9) (cu sinonimie).
1920 *Zeilleria numismalis* Lamk., L. Rollier (35), p. 288.

Exemplarul	1	2	3	4
L.	= 22 mm (1)	30 mm (1)	32 mm (1)	29 mm (1)
l.	= 21 mm (0,95)	27 mm (0,90)	30 mm (0,93)	29 mm (1)
g.	= 8 mm (0,36)	12 mm (0,40)	14 mm (0,43)	14 mm (0,48)

5	6	7
31 mm (1)	27 mm (1)	28 mm (1)
31 mm (1)	31 mm (1,14)	30 mm (1,07)
14 mm (0,45)	13 mm (0,47)	11 mm (0,39)

Această specie a fost recoltată din liasicul mediu — pliensbachian — de la Munteana, Cozla, Derimuda, Cameniţa etc.

Zeilleria subnumismalis (Dav.)

(Pl. VII, fig. 36, *a—d*)

1909 *Waldheimia (Zeilleria) subnumismalis* Dav., Fr. Trauth (44), p. 73 (cu sinonimie).

Exemplarul	1	2	3	4
L.	= 20 mm	23 mm	23 mm	30 mm
l.	= 17 mm	20 mm	20 mm	22 mm
g.	= 11 mm	9 mm	10 mm	11 mm

Exemplarele noastre au fost recoltate din liasicul mediu la Cozla și Munteana.

Zeilleria römeri (Schl.)

(Pl. VII, fig 37, *a—d*)

1905 *Waldheimia Römeri* Schl., K. Rau (32), p. 70, pl. IV, fig. 40, 41, 43 (non 39, 42) (cu sinonimie).
1919 *Zeilleria Römeri* Schl., L. Rollier (35), p. 289.

Exemplarul	1	2	3	4
L.	= 17 mm	20 mm	21 mm	21 mm
l.	= 13 mm	15 mm	15 mm	17 mm
g.	= 11 mm	10 mm	9 mm	12 mm

Această specie a fost întîlnită în calcarele roșii liasice inferioare de la Munteana, precum și în liasicul mediu, pliensbachian.

Zeilleria cornuta (Sow.)

(Pl. VIII, fig. 39, *a—d*)

1909 *Waldheimia cornuta* Lamk., Fr. Trauth (44), p. 75, pl. II, fig. 9 (cu sinonimie)
1920 *Zeilleria cornuta* Lamk., L. Rollier (35), p. 297.

Exemplarul	1	2	3	4
L.	= 19 mm	22 mm	27 mm	32 mm
l.	= 17 mm	19 mm	22 mm	29 mm
g.	= 10 mm	13 mm	19 mm	19 mm

Această specie apare din liasicul inferior, dar este abundentă în liasicul mediu. Noi am recoltat-o din liasicul mediu la Munteana și Cozla.

Zeilleria quadrifida (Lamk.)

(Pl. VIII, fig. 40, *a—d*)

1838 *Terebratula quadrifida* L. von Buch (9), p. 190, pl. XVII, fig. 3.
1851 *Terebratula quadrifida* Lamk., Th. Davidson (15), p. 28, pl. III, fig. 8—10.

1862 *Terebratula (Waldheimia) quadrifida* Lamk., E. Deslongchamps (16), p. 89, pl. 14, fig. 6 şi 7; pl.15, 16.
1871 *Terebratula quadrifida* Quenstedt (30), p. 309, pl. 45, fig.125.
1878 *Zeilleria quadrifida Valenciennes* Bayle (6), pl. IX, fig. 8—13.
1920 *Zeilleria quadrifida* Lamk., L. Rollier (35),p. 295.

Exemplarul	1	2
L. =	31 mm	33 mm
l. =	35 mm	37 mm
g. =	—	16 mm

Formele întîlnite de noi în liasicul mediu de la Munteana şi Camenița sînt bombate, cu lobii puțin proeminenți, iar cei frontali foarte apropiați şi separați printr-o suprafață nu prea adîncită.

Zeilleria indentata (Sow.)

1838 *Terebratula indentata* Buch (9), p. 193, pl. XVII, fig. 5 bis.
1851 *Terebratula indentata* Sow., Th. Davidson (15), p. 46, pl. V, fig. 25, 26.
1858 *Terebratula ovatisima* Quenstedt (29), p. 99, pl.XII, fig. 13, 14.
1862 *Terebratula (Waldheimia) indentata* (Sow.), E. Deslongchamps (16), p. 133, pl. 32 fig. 9.
1872 *Terebratula* cf. *identata* Quenstedt (30), p. 324, pl. 46, fig. 32.
1882 *Waldheimia (Zeilleria) sarthacensis* d'Orb., H. Haas et C. Petri (21), p. 279, pl. 14, fig. 5.
1920 *Zeilleria indentata* Sow., L. Rollier (35), p. 208.

Exemplarul	1	2	3	4
L. =	26 mm	29 mm	30 mm	35 mm
l. =	21 mm	20 mm	17 mm	22 mm
g. =	14 mm	15 mm	20 mm	24 mm

Această specie a fost întîlnită în liasicul mediu de la Ravnişte şi Derimuda.

Zeilleria sarthacensis (d'Orb.)

1882 *Waldheimia (Zeilleria) sarthacensis* d'Orb., H. Haas et C. Petri (21), p. 279, pl. XIV, fig. 7, 9, 15, 16 (cu sinonimie).

Exemplarul	1	2	3	4
L. =	22 mm	25 mm	25 mm	27 mm
l. =	18 mm	17 mm	21 mm	19 mm
g. =	10 mm	11 mm	12 mm	11 mm

Cochilie ovală, întotdeauna mai mult lungă decît largă, aplatizată, truncată frontal, cu linii de creştere foarte fine, uneori ornată în special pe laturi, cu linii radiare foarte numeroase şi extrem de greu vizibile

cu ochiul liber. Valve egal convexe, ușor comprimate către partea frontală, fapt care duce la apariția unui fel de lob anterior puțin pronunțat și uneori ușor scobit. Comisura ascuțită este dreaptă pe laturi oferind uneori o slabă inflexiune în partea frontală. Umbonele este larg, aplatizat, puțin recurbat și foarte carenat lateral, tăiat de un foramen destul de mic, alungit. Formele noastre prezintă o asimetrie în sensul că unul din lobii anteriori este mai alungit. Au fost recoltate din liasicul mediu de la Derimuda.

Zeilleria bersaskensis (Ttz.)

(Pl. VIII, fig. 41, *a—d*)

1872 *Terebratula bersaskensis* Tietze (41), p. 129, pl. VII, fig. 9.

Exemplarul	1	2
L.	= 25 mm	31 mm
l.	= 17 mm	19 mm
g.	= 13 mm	20 mm

Specie de talie medie pînă la mare, cu contur oval-alungit, ușor bombată pînă la globuloasă, strălucitoare și cu linii de creștere fine. Pe ambele valve apare un sinus median, mărginit de două cute, care se întinde de la umbone pînă la marginea frontală și care face ca comisura frontală să apară răscroită. Umbonele este înalt, fin, recurbat și puternic carenat, areea este înaltă și septumul median al valvei dorsale este vizibil prin transparența testului. E. T i e t z e menționează că face parte din grupul „*Terebratula cornuta*" dar datorită alungirii acesteia a creat o specie nouă. A fost recoltată din liasicul mediu — pliensbachian — la Derimuda și Cozla.

Zeilleria dellegraziana (Ttz.)

(Pl. VIII, fig. 43, *a—d*)

1872 *Terebratula dellegraziana* Tietze (41), p. 128, pl. VIII, fig. 5.

Exemplarul	1	2
L.	= 22 mm	24 mm
l.	= 19 mm	17 mm
g.	= 10 mm	10 mm

Specie de talie medie, cu contur asimetric, ceva mai înaltă decît lată, cu cochilia prevăzută cu striuri de creștere fine. Valvele bombate în regiunea cardinală, ascuțite spre comisură; valva ventrală posedă o carenă mediană care se pierde spre partea anterioară dar care marchează direcția de alungire a cochilei. Umbonele este ascuțit, recurbat și carenat,

foramenul mic, areea largă, septum median vizibil prin transperenţa valvei mici. A fost întîlnită în liasicul mediu de la Cozla. Faţă de formele figurate de E. T i e t z e exemplarele noastre sînt mai plate, iar unele dintre ele mai mici şi mai rotunde.

Zeilleria aff. dellegraziana (Ttz.)

1872 *Terebratula* sp., E. Tietze (41), p. 128—129, pl. VIII, fig. 6.

Forme de talie medie (L. = 28 mm; l. = 27 mm; g. = 11 mm). După cum arată E. T i e t z e este o *Zeilleria dellegraziana* însă cu devierea cochiliei spre dreapta. Exemplarele noastre sînt mai mici şi mai plate decît forma figurată de T i e t z e şi au fost recoltate din liasicul mediu de la Cozla.

PLANŞA I

Fig. 1. — *Tetrarhynchia tetrahedra* (Sow.), *a*, Valva dorsală; *b*, valva ventrală; *c*, văzut de profil; *d*, văzut frontal (mărime naturală).

Fig. 2, *a—d*. — *Tetrarhynchia tetrahedra* (Sow.) (mărime naturală).

Fig. 3, *a — d*. — *Tetrarhynchia austriaca* (Quenst.) (mărime naturală).

Fig. 4, *a — d*. — *Tetrarhynchia argotinensis* (Radov.) (×13/13; 16/15; 15/14).

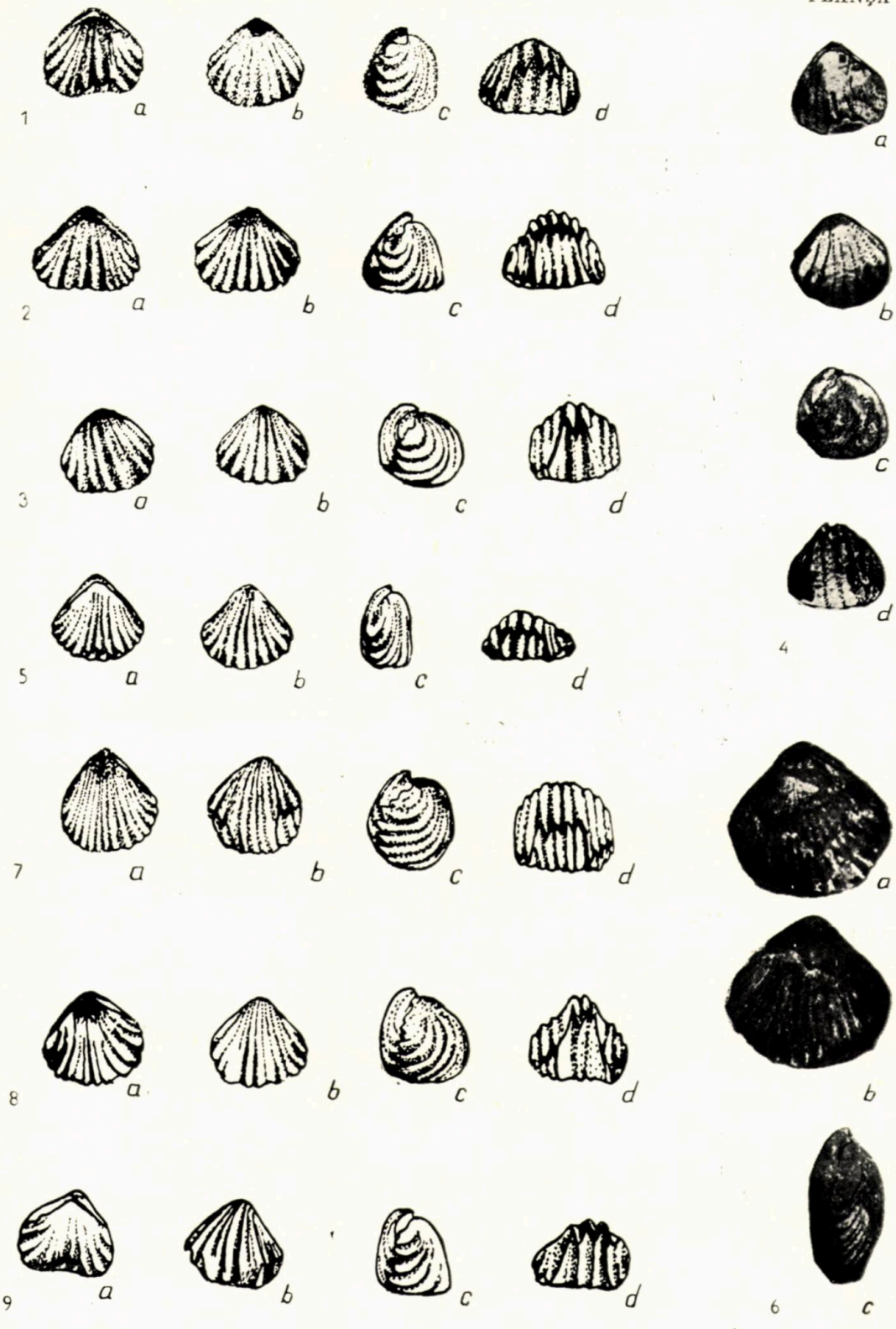
Fig. 5, *a — d*. — *Tetrarhynchia sirinniae* (Ttz.) (mărime naturală).

Fig. 6, *a — c*. — *Tetrarhynchia subconcinna* (Dav.) (× 25/23; 27/25; 12/12).

Fig. 7, *a—d*. — *Gibbirhynchia curviceps* (Quenst.) (mărime naturală).

Fig. 8, *a — d*. — *Grandirhynchia grandis* Buck. (mărime naturală).

Fig. 9, *a — d*. — *Cirpa fronto* (Quenst.) (mărime naturală).

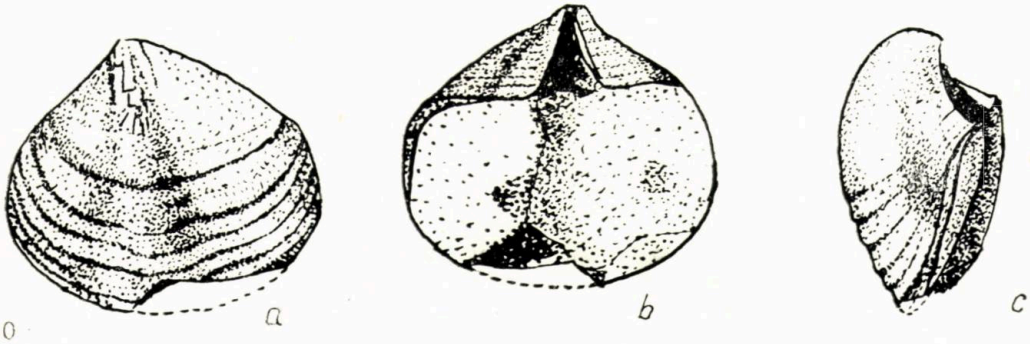

1 a b c d
a
2 a b c d
b
3 a b c d
c
d
5 a b c d
4
7 a b c d
a
8 a b c d
b
9 a b c d
6 c

PLANȘA II

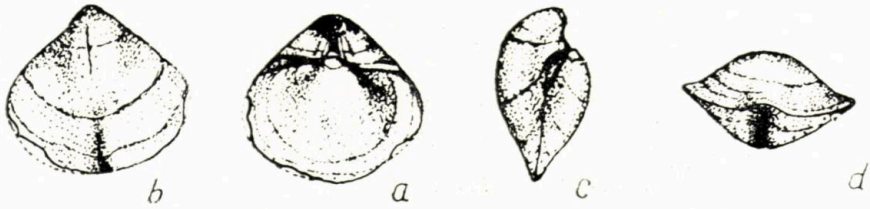
Fig. 10, *a* — *c.* — *Spiriferina alpina* Opp., valva ventrală (mărime naturală).

Fig. 11, *a* — *d.* — *Spiriferina rostrata* Ziet. (mărime naturală).

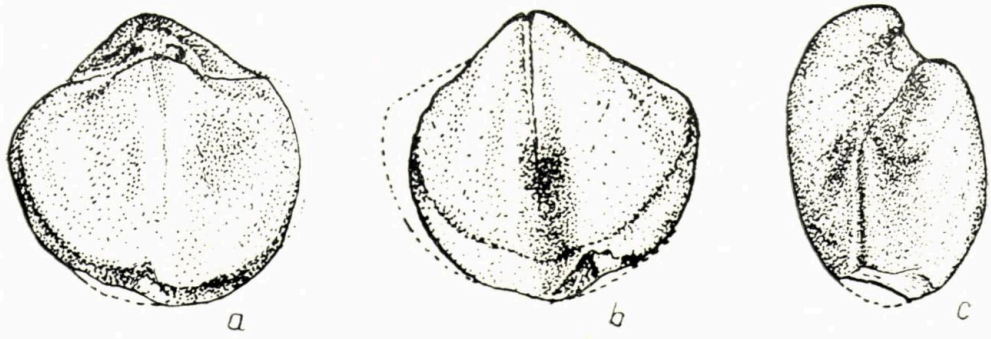
Fig. 12, *a*—*f.* — *Spiriferina tumida* Buch (mărime naturală).



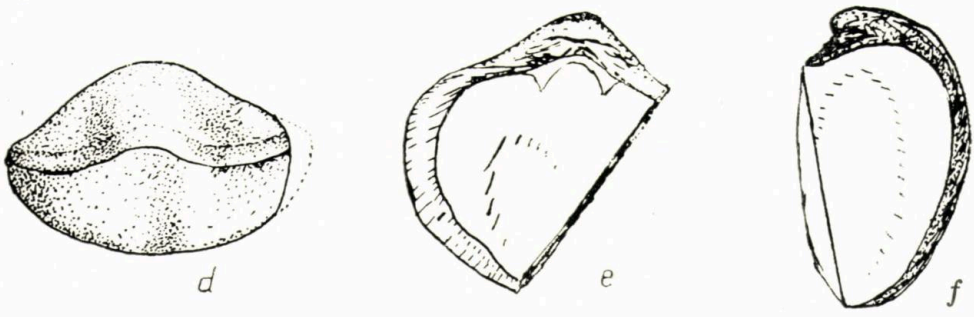
10



11



12



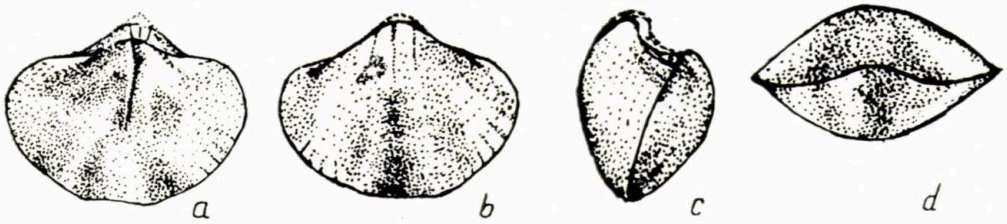
PLANȘA III

Fig. 13, *a — d.* — *Spiriferina tumida ascendens* (Desl.) (mărime naturală).

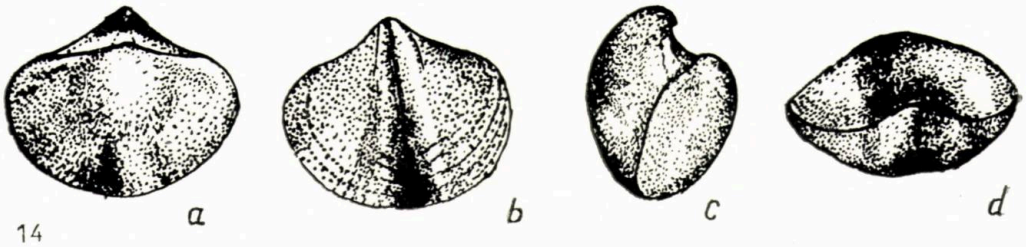
Fig. 14, *a — d.* — *Spiriferina tumida acuta* Corroy (mărime naturală).

Fig. 15, *a—d.* — *Spiriferina walcotti* (Sow.) (× 29/28; 39/34; 25/22).

Fig. 16. — *Spiriferina tumida haueri* Suess, valva ventrală (mărime naturală).

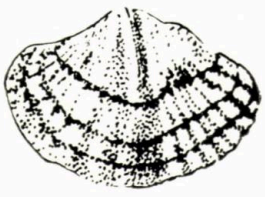


13



14

15



16

PLANȘA IV

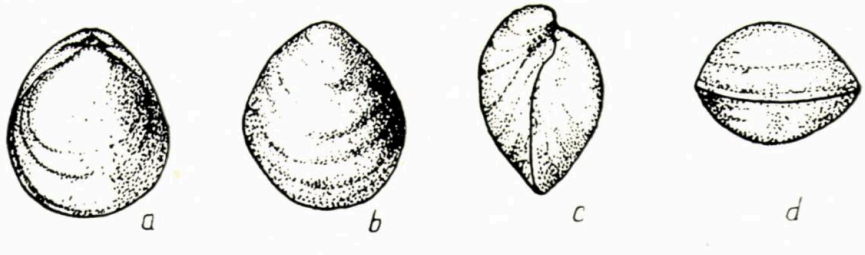
Fig. 17, *a* — *d.* — *Lobothyris punctata* (Sow.) (mărime naturală).

Fig. 18, *a* — *d.* — *Lobothyris* aff. *punctata* (Sow.) (mărime naturală).

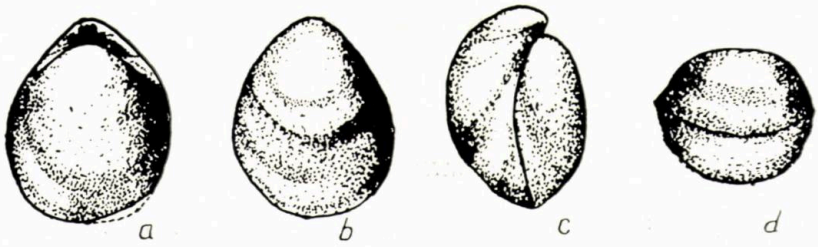
Fig. 19, *a* — *d.* — *Lobothyris punctata carinata* (Trauth) (mărime naturală).

Fig. 20, *a* — *d.* — *Lobothyris punctata* aff. *carinata* (Trauth) (× 34/31; 29/27; 25/23).

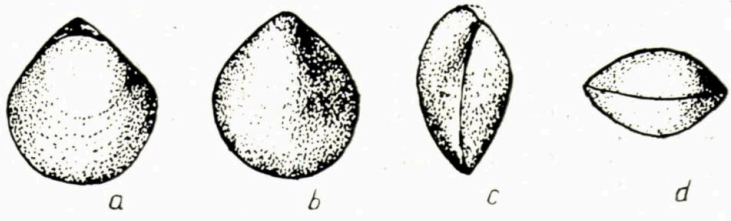
Fig. 21, *a* — *d.* — *Lobothyris punctata andleri* (Opp.) (mărime naturală).



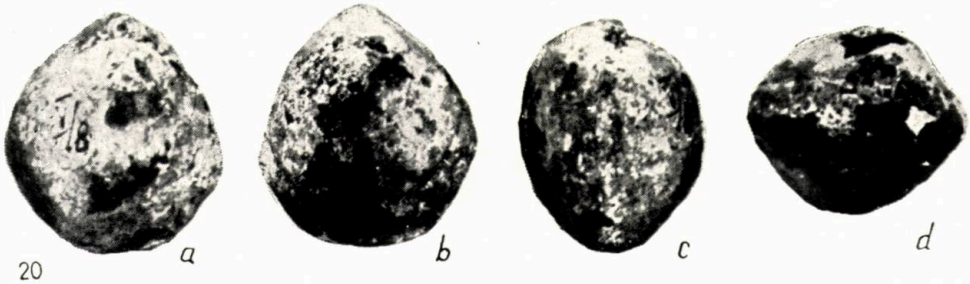
17 a b c d



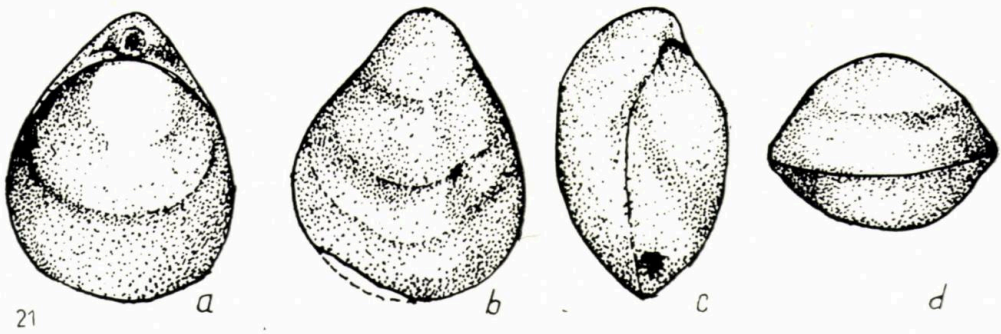
18 a b c d



19 a b c d



20 a b c d



21 a b c d

PLANȘA V

Fig. 22, *a* — *c*. — *Lobothyris punctata subpunctata* (Dav.) (mărime naturală).

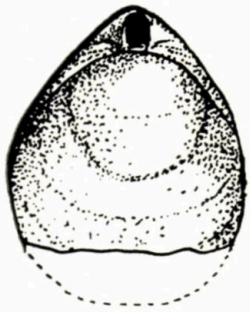
Fig. 23, *a* — *d*. — *Lobothyris punctata clevelandensis* Ager (× 25/22 ; 20/17 ; 12/11).

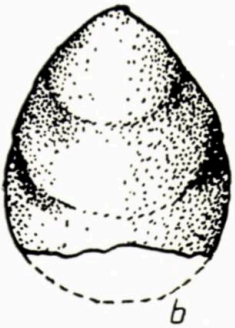
Fig. 24, *a* — *d*. — *Lobothyris punctata edwardsi* (Dav.), lias mediu (mărime naturală).

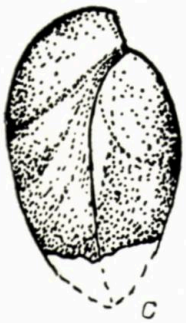
Fig. 25, *a* — *d*. — *Lobothyris punctata edwardsi* (Dav.), cu trecere la *Lobothyris grestenensis* (Suess) (mărime naturală).

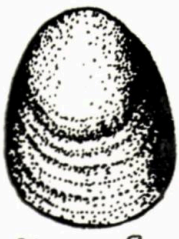
Fig. 26, *a* — *d*. — *Lobothyris ovulum* (Quenst.) (mărime naturală).

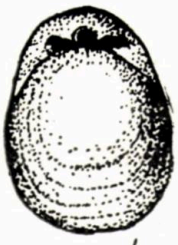
Fig. 27, *a* — *d*. — *Lobothyris grossaviensis* (Trauth) (mărime naturală).

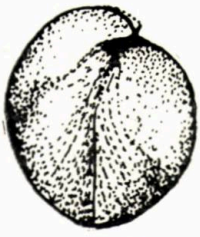


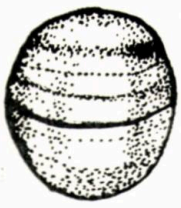


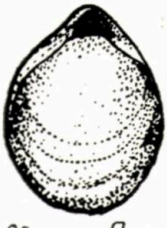


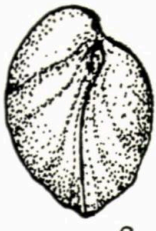




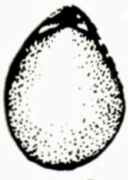


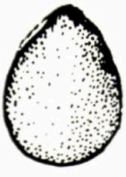


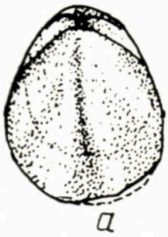


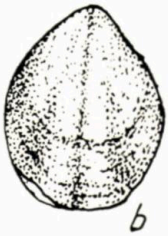


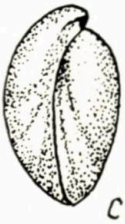
23











PLANȘA VI

Fig. 28, *a*, *c*, *d*. — *Lobothyris subovoides* (Römer) lias inferior (× 31/29; 22/21; 21/19).

Fig. 29, *a*, *c*, *d*. — *Lobothyris subovoides* (Römer), lias mediu (× 39/36; 26/25; 24/22).

Fig. 30, *a* — *d*. — *Lobothyris subovoides* (Römer) cu trecere la *Lobothyris grestenensis* (Suess) (× 32/29; 23/21; 21/19).

Fig. 31, *a* — *d*. *Lobothyris grestenensis* (Suess), formă tînără (mărime naturală).

Fig. 32, *a* — *d*. — *Lobothyris grestenensis* (Suess), formă adultă (mărime naturală).

Fig. 33, *a* — *d*. — *Lobothyris gregaria* (Suess) (× 27/24; 25/22; 16/14).

28 a

c

d

a

29 a

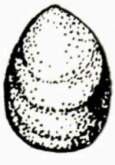
c

d

b

c

31 a

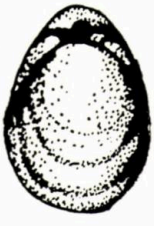

b

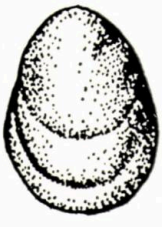
c

d

d

30


32 a


b

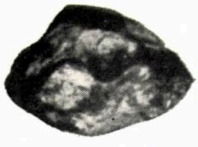
c

d

33 a

b

c


d

PLANȘA VII

Fig. 34, *a*, *c*, *d*. — *Zeilleria numismalis* (Lamk.) (× 32/30 ; 29/27 ; 13/11,5).

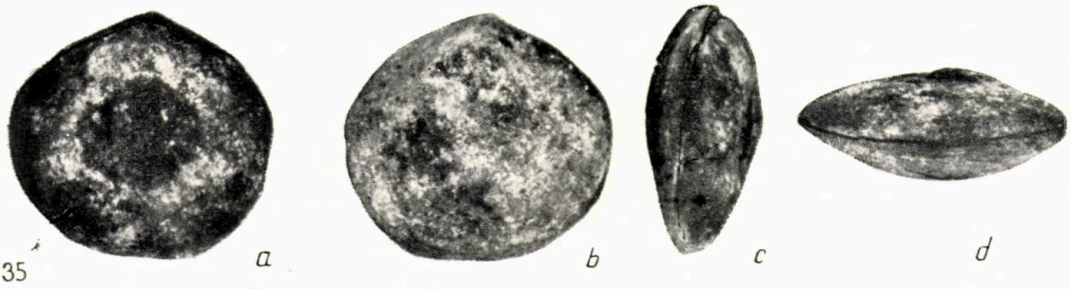
Fig. 35, *a* — *d*. — *Zeilleria numismalis* (Lamk.) (× 33/31 ; 35/33 ; 15/14).

Fig. 36, *a*—*d*. — *Zeilleria subnumismalis* (Dav.) (mărime naturală).

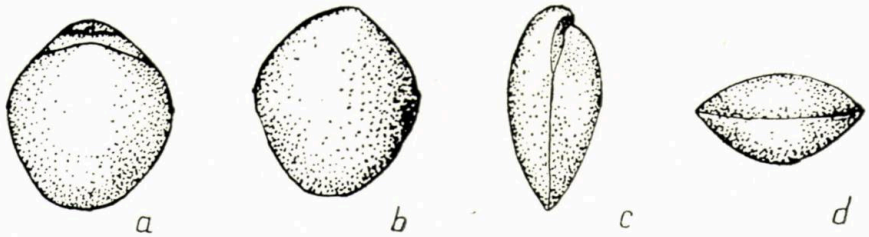
Fig. 37, *a* — *d*. — *Zeilleria römeri* (Schl.) (mărime naturală).

Fig. 38, *a*—*d*. — *Zeilleria sarthacensis* (d'Orb.) (mărime naturală).

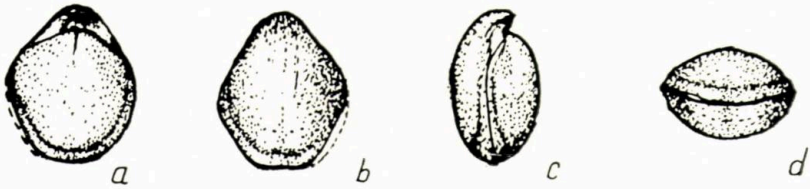
34 a c d



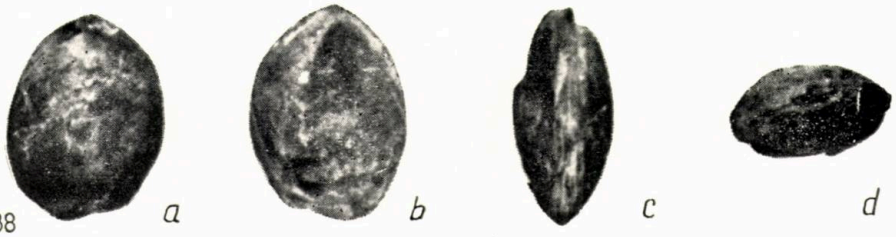
35 a b c d



36 a b c d



37 a b c d



38 a b c d

PLANȘA VIII

Fig. 39, *a* — *d.* — *Zeilleria cornuta* (Sow.) (× 24/22; 20/19; 19/19).

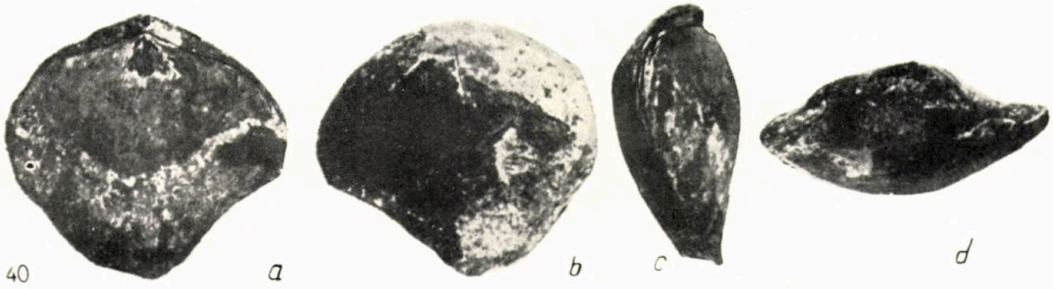
Fig. 40, *a* — *d.* — *Zeilleria quadrifida* (Lamk.) (× 37/34; 39/37; 17/16).

Fig. 41, *a* — *d.* — *Zeilleria bersaskensis* (Ttz.) (× 32/30; 20/19; 21/20).

Fig. 42, *a* — *d.* — *Zeilleria indentata* (Sow.) (×29/28; 19/18; 21/19).

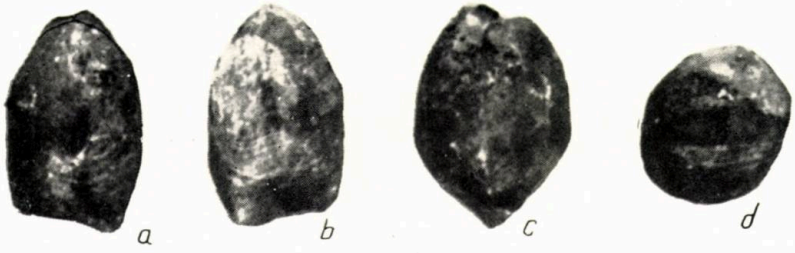
Fig. 43, *a* — *d.* — *Zeilleria dellegraziana* (Ttz.) (× 21/20; 21/21; 11/11).

39 a b c d



40 a b c d

41 a b c d



42 a b c d

43 a b c d

BIBLIOGRAFIE

1. AGER V. D., *The genus Gibbirhynchia in the British Domerian*, Proc. Geol. Assoc., 1954, **65**, 21.
2. — *Some new Terebratuloides*, Proc. Geol. Assoc., 1956, **67**, părțile 1 și 2, 1.
3. — *The geographical distribution of brachiopods in the British middle Lias*, Quart. Jour. Geol. Soc., 1956, **112**, 2, 157.
4. — *A Monograph of the British Liassic Rhynchonellides*, Pal. Soc. London, 1956, **110**, partea I.
5. — *A Monograph of the British Liassic Rhynchonellides*, Pal. Soc. London, 1958, **112**, partea a II-a.
6. BAYLE E., *Fossiles principaux des terrains. Explication de la Carte Géologique de la France*, Paris, 1878, partea I. Atlas.
7. BÖSE E., *Die Fauna der Lias Brachiopodenschichten bei Hindelang*, Jahrb. d.k. Geol. Richt., 1892.
8. — *Die mittelliasische Brachiopodenfauna der östlichen Nordalpen*, Paleontographica, 1898, **44**.
9. BUCH L. von, *Essai d'une classification et d'une description des Terebratules*, Mém. Soc. Géol. France, 1838, **III**, partea I ; 1839, partea a II-a.
10. — *Essai d'une classification et d'une description de Delthyris au Spirifers et Orthis*, Mém. Soc. Géol. France, 1840, **IV**.
11. BUCKMAN S., *The Brachiopode of the Namyau Beds of Burma. Preliminary notice*, Records of the Geological Survey of India, 1915, **XLV**, partea I.
12. CODARCEA AL., *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți*, An. Inst. geol. Rom., 1940, **XX**.
13. CHOFFAT P., *Contribution à la connaissance du Lias et du Dogger de la région de Thomar*, Communicago es du Service Geologique du Portugal, 1908, **VII**.
14. CORROY G., *Les spiriférides du Lias européen*, Ann. Pal. Fr., 1927, **16**.
15. DAVIDSON TH., *A Monograph of the British Fossil Brachiopoda*, Pal. Soc. London, 1851, **I**.
16. DESLONGCHAMPS E., *Paléontologie Française. Terrain Jurassique. Brachiopode*, Paris, 1862, Text și atlas.
17. DOMEYKO I., *Mémoire sur les fossiles sécondaires recueillis au Chili*, Mém. Soc. Géol. Fr., 1851, seria a 2-a, **IV**, partea I.
18. GERHARD CH. et GARDET G., *Contribution à l'étude paléontologique du Moyen — Atlas septentrional*, Notes et Mém. Maroc., 1946, *64*.
19. GEYER G., *Ueber die liasischen Brachiopoden der Hierlatz im Hallstatt. Brachiopodenfauna der Hierlatz*, Abh. d. K.K.G.R.A., 1889, **XV**.
20. HAAS H., *Brachiopodes Rhetiens et Jurasique des Alpes vaudoises*, Mém. Soc. Pall. Suisse, 1884, **XI**, partea I ; 1887, **XIV**, partea a II-a ; 1891, **XVIII**, partea a III-a.
21. HAAS H. u. PETRI C., *Die Brachiopoden der Juraformation von Elssas-Lothringen*, Abh. Geol. Spezialkarte Elss. Lothr., 1882, **2**, *2*, 8.
22. JEKELIUS E., *Die Mesozoischen Faunen der Berge von Brasso*, Budapesta, 1915.
23. LANQUINE A., *Le Lias et le Jurassique inférieur des Chaînes Provençales*, Paris, 1929.
24. MUIR-WOOD H. M., *The Brachiopodes*, Q.J.G.S., 1928, **84**, partea a 2-a, *334*, 245.
25. OPPEL A., *Der Mittlere Lias Schwabens*, Stuttgart, 1853.
26. ORBIGNY A. de, *Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés*, Paris, 1850.
27. PETERHANS E., *Revision des Brachiopodes liasiques du Grammont des Tours d'Ai, du Pissot et du Rossiniere*, Paris, 1926.
28. PREDA I., *Studiul geologic al regiunii Roșia-Meziad (M-ții Pădurea Craiului)*, Edit. Acad. R.P.R., București, 1962.
29. QUENSTEDT FR., *Der Jura*, Tübingen, 1858.
30. — *Petrefactenkunde Deutschlands die Brachiopoden*, Text și Atlas, Tübingen, 1871.
31. RADOVANOVIĆ A. S., *Lias von Ragotina*, Ann. Géol. Pénin. Balc., 1891, **III**.
32. RAU K., *Die Brachiopoden des mittleren Lias Schwabens*, Geol. u. Pal. Abh., N.F., 1905, **VI**.
33. RĂILEANU GR., *Cercetări geologice în regiunea Svinița—Fața Mare*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de biologie, științe agricole, geologie și geografie, 1953, **V**, *2*.
34. RĂILEANU GR. și NĂSTĂSEANU A., *Studiul Lamellibranchiatelor din liasicul de la Svinița*, Anal. Univ. Buc., 1964 (sub tipar).

35. ROLLIER L., *Sinopsis des Spirobranches (Branchiopodes) Jurassiques Celto-Souabes*, Mém. Soc. Pal. Suisse,, 1916, **41**; 1920, **44**.
36. ROTHPLETZ A., *Geologische-paleontologische monographie der Vilser Alpen mit bessonderer Berücksigung der Brachiopoden Systematik*, Paleontographica, 1886, **33**, *1*.
37. САРЫЧЕВА Т. Г., *Основы палеонтологии. Брахиопод*, Москва, 1961.
38. SCHAFARZIK F. R., *Über die Reambulation in der Umgebund von Berzaska*, Jahresb. d. k. ung. geol. R. A. F. 1911, Budapesta, 1913.
39. SCHRETER Z., *Die Umgebung von Kozla*, Jahresb. d.k. ung.geol. R.A.F. 1911, Budapesta, 1913.
40. SEMAKA AL., *Die pflanzenführenden Liasschichten Rumänien. II*, Neues Jahrbuch f. Geologie und Paläontologie — Monatshefte, Stuttgart, 1961.
41. TIETZE E., *Geologische und paläontologische Mittheilungen aus dem südlichen Theil des Banater Gebirgstockes*, Viena, 1872.
42. THEVENIN A., *Paléontologie du Madagascar. V. Fossiles Liassiques*, Ann. Pal. Paris, 1908, **III**.
43. TOULA F., *Der Jura im Balkan nördlich von Sofia*, Sitzung. d.k. Ak.d.W.Wien, 1893, **102**.
44. TRAUTH FR., *Die Grestener Schichten der Österreichischen Voralpen und ihre Fauna*, Beitr. z.Pal.u.Geol. Östrr.-Ung., 1909, **XXII**.
45. WANNER I. u. KNIPSCHEER G., *Liasfossilien von Ost-Seran*, Ecl. Geol. Helv., 1951, **44**, *1*

Universitatea Bucureşti,
Facultatea de geologie şi geografie,
Catedra de geologie.

Primită în redacţie la 19 noiembrie 1963.

SCHEMA DE CORELARE A DEPOZITELOR PALEOGENE DIN CARPAȚII ORIENTALI DE PE TERITORIILE U.R.S.S. ȘI R.P.R.

DE

I. V. VÎSOȚKI și N. GRIGORAȘ

55 (05)

Depozitele paleogene din Carpații Orientali au format obiect de studiu pentru foarte numeroși cercetători, încă de acum aproape 100 de ani. Geologii din țările carpatice au contribuit cu toții la elaborarea diferitelor scheme stratigrafice și tectonice ale Carpaților Orientali și Nordici. Progresele realizate pînă în preajma celui de-al doilea război mondial au fost remarcabile și ele au îmbogățit literatura de specialitate a țărilor menționate.

După cel de-al doilea război mondial, cercetarea sistematică a depozitelor paleogene din Carpații Orientali a fost reluată în detaliu, fiind în mod special strîns legată de descoperirea zăcămintelor de petrol și gaze. Numeroase lucrări au fost executate în Carpații de pe teritoriul polonez, sovietic și romînesc și rezultatele publicate au contribuit la rezolvarea multor probleme de stratigrafie și tectonică din zona flișului paleogen, deosebit de valoroase în dirijarea activității de explorare pentru petrol și gaze. Ele au arătat în același timp însă că problemele de stratigrafie și tectonică din zona carpatică paleogenă nu au fost complet epuizate. Insuficiența datelor paleontologice a determinat pe mulți cercetători să recurgă la denumiri locale pentru descrierea anumitor unități litologice și să le atribuie vîrste ipotetice, bazate fie pe superpoziția stratigrafică, fie pe asemănarea cu complexe litologice similare, cu conținut paleontologic de diagnoză.

Problema existenței paleocenului, problema limitei eocen-oligocen, ca și aceea a limitei oligocen-miocen sînt încă în plină discuție pentru multe sectoare ale Carpaților Orientali. În această situație, este ușor de înțeles că încercarea alcătuirii unei scheme de corelare a depozitelor paleogene pe teritorii carpatice întinse nu este o sarcină ușoară. Asemenea încercări au mai fost făcute, în special cu ocazia congreselor Asociației

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 1 p. 25–38 București 1964

Carpatice şi Carpato-Balcanice şi în publicaţiile de specialitate ale ţărilor carpatice.

Lucrarea de faţă reprezintă o nouă încercare bazată pe observaţii personale ale autorilor şi pe date de literatură, privind schema de corelare stratigrafică a depozitelor paleogene din Carpaţii Orientali de pe teritoriile U.R.S.S. şi R.P.R.

Depozitele paleogene în Carpaţii R.S.S. Ucrainene sînt bine dezvoltate atît în suprafaţă cît şi în volum stratigrafic; ele conţin sedimente paleocene nedeterminate suficient în Carpaţii Orientali.

În zona Krosno şi mai la est, depozitele paleogene încep cu *suita de Iamna* a cărei vîrstă, prin găsirea în culcuş a lui *Nummulites solitarius* de la Harpe şi a lui *N. planulatus* (Lam.) în acoperiş, se determină *paleocenă*.

Suita de Iamna este reprezentată în felul său tipic printr-un complex gros, pînă la 150 m, de gresii cenuşii masive, cu intercalaţii de gravelite, mai rar de conglomerate cu elemente de roci metamorfice şi paleozoice.

În culcuşul suitei se găseşte un pachet de argilite vişinii-roşii şi verzi, cu intercalaţii de gresii şi aleurite, mai rar calcare detritic-organogene, separat sub numele de *orizontul de sub Iamna* (O. V i a l o v) sau *orizontul iaremcian*. În acest orizont a fost găsit *Nummulites solitarius* de la Harpe (I. O. K u l c i ţ k i i, 1951). Grosimea orizontului ajunge pînă la 55 m.

În regiunea satului Beloberezka (valea Ceremuşului) suita de Iamna se dezvoltă în grosime pînă la 300 m, dar mai spre nord-vest, în regiunile Bitkov şi Rîpnoe, ea se reduce repede în grosime şi este reprezentată numai prin orizontul vărgat de sub Iamna.

În zona Măgura, în partea de NV, gresiei de Iamna îi corespunde *suita de Liut*, alcătuită tot din gresii cenuşii, cu bobul diferit, cu grosimea pînă la 1 000 m. Pentru suita de Liut, ca şi pentru cea de Iamna, sînt caracteristice *Globorotalia angulata* (White) pentru partea superioară şi *Cibicides praeventratumides* n. sp., *Globigerina triloculinoides* Plum. pentru partea inferioară (N. I. M a s l a k o v a, 1953).

Deasupra gresiilor de Liut urmează un complex de 160 m de argilite vărgate alternînd cu gresii cuarţitice verzui şi aleurite, conţinînd foraminifere paleocene (B a r a n o v, 1954). Argilitele pestriţe au aceeaşi poziţie ca şi orizontul vărgat de supraiamna.

În partea de sud-est a zonei, suita de Liut este substituită cu gresii grosiere de peste 100 m, cu intercalaţii subţiri de pachete de argilite, aleurite şi gresii, formînd complexul inferior al suitei Gnileţ (I. O. K u l c i ţ k i i, 1959).

În Carpaţii romîneşti, gresiile de Iamna par a-şi găsi un analog parţial în gresiile de Prisaca, a căror asociaţie micropaleontologică cu *Rhezakina epigona* Rhez, *Nodellum velascoense* Cush., *Hormosina ovulum* Grzyb. etc. este comparabilă cu asociaţia similară indicată de P o k o r n y pentru danian-paleocen. Ele s-ar putea de asemenea corela cu conglomeratele de Piatra Streiului din baza stratelor de Caşin.

Un echivalent al gresiilor de Iamna pare a exista şi în zona de curbură a Carpaţilor, unde, în bazinul superior al văii Bîsca Mică, a fost

recent separat [1] un pachet de circa 50 m grosime de gresii micacee asemănătoare cu gresiile de Tarcău, situat între două pachete de marno-argile roșii : unul superior, reprezentînd baza eocenului și altul inferior, reprezentînd maastrichtian-paleocenul.

În zona internă a flișului din extremitatea sud-vestică a Carpaților Orientali (bazinele văilor Dîmbovița și Ialomița), ele își găsesc un echivalent în partea superioară a marnelor roșii cu microfaună paleocenă (20), (21).

În partea de SE a zonei Krosno și în partea de sud-est a depresiunii premontane, depozitele eocene sînt formate din 3 suite : *Maniav*, *Paseczna-Vigoda* și *Bistrița*.

Suita Maniav este reprezentată printr-o alternanță fin ritmică de argilite cenușii, verzi-cenușii, mai rar roșietice, predominant necalcaroase, uneori silicioase cu aleurolite și gresii cenușii și verzui-cenușii. Aleuritele au hieroglife. Grosimea suitei este de 150—200 m. Vîrsta suitei Maniav este determinată de N. I. Maslakova (1955) ca eocen inferior (zona cu *Globorotalia crassata* Cush.).

În zona Măgura de NV, suitei Maniav îi corespunde suita *Solska* (Baranov, 1954), reprezentată printr-o alternanță ritmică de gresii puternic micafere, cenușii și argilite verzui. Grosimea suitei ajunge pînă la 400 m. În partea de SE a zonei, peste gresiile complexului inferior ale suitei Gnileț, urmează un complex cu compoziție analogă cu a suitei Solska, cu grosimea pînă la 220 m. În acoperișul complexului urmează un pachet (80 m) de argilite și gresii vărgate. Prin situația sa stratigrafică și compoziția litologică, suita Maniav pare a corespunde cu stratele de Straja din valea Bistriței sau cu complexul de tranziție din baza gresiei de Tarcău din zona de curbură a Carpaților.

În partea de nord-vest a zonei Krosno, suita Maniav poartă numele de *Vitviț*.

Suita Paseczna-Vigoda este reprezentată prin două tipuri principale de roci. În partea de SE a Carpaților Pocuției suita este reprezentată prin gresii masive sau subțiri, cenușii, cuarțoase, predominant calcaroase, adesea grosiere, cu intercalații subțiri de argilite sau marne cu nummuliți. Secțiunea gresoasă a suitei se separă sub numele de *gresii de Vigoda* (stratotip în regiunea satului Vigoda).

Spre NV și NE gresiile de Vigoda sînt înlocuite de un complex carbonatat (*calcare de Paseczna*) alcătuit din calcare cenușii cu intercalații de gresii calcaroase, mai rar intercalații subțiri de argilite gresoase verzi. În calcare s-au găsit (determinări G. I. Nemkov, 1953) *Nummulites planulatus* Lamk., *N. globulus* Leym, *N. lucasi* d'Arch., *N. atacicus* Leym, *Discocyclina archiaci* (Schlumb.), *D. nummulitica* (Gümb.) și altele.

Caracterul și asociația microfaunei i-au permis lui G. I. Nemkov să presupună că suita de calcare de Paseczna reprezintă partea superioară

[1] N. Grigoraș, S. Pauliuc și I. Costea, *Date noi privind faciesurile depozitelor paleogene dintre văile Putna și Buzău*, Comunicare la Sesiunea științifică a Universității București, 1962.

a eocenului inferior și pe cea inferioară a eocenului mediu. Trecerea gresiilor de Vigoda în calcarele de Paseczna se face printr-un complex de marne gresoase cenușii și gresii marnoase. În secțiunea văii rîului Bistrița Nadvorianska, calcarele de Paseczna sînt reprezentate prin calcare pelitomorfe și argiloase cu nummuliți mici.

Grosimea suitei Paseczna-Vigoda nu depășește 300 m.

În partea de SV a zonei Măgura, gresiile de Vigoda trec în suita de Topilcian, groasă pînă la 160 m, alcătuită din gresii masive, cenușii, micafere, în care a fost găsită (N. I. Jilovskii) *Osterougelina stella* Gümb. (după L. V. Bașkirov, din Glușko, 1959); spre NV în Munții Poloninsk, gresiilor de Vigoda-Topilcian le corespunde suita Poloninsk (Baranov, 1954).

După datele lui I. G. Baranov, ultima are grosimea pînă la 1 500 m și este alcătuită din gresii groase micafere, cu intercalații de pachete subțiri de gresii în alternanță deasă cu argilite (aspect flișoid). În sfîrșit, în zona peninică, locul gresiilor Topilcian este luat de un complex de gresii cenușii, polimictice, cu granule de mărime diferită, gros pînă la 600 m.

În regiunea părții de NV a Carpaților ucrainieni suita Paseczna-Vigoda este înlocuită printr-un complex de marne gresoase, șisturi calcaroase cu intercalații de gresii calcaroase, mai rar conglomerate cu incluziuni de fragmente, pietriș și blocuri de calcare jurasice, filite și cuarțite verzi, mai rar roșii. Complexul este separat sub denumirea de *suita de Popiel*. Ea cuprinde aici și eocenul superior.

Suita de Paseczna-Vigoda se corelează bine cu secțiunea eocenului din Carpații românești; astfel gresiile de Vigoda se corelează cu gresiile de Scorbura din Moldova de nord, iar calcarele de Paseczna, corespund parțial calcarelor descrise cu același nume în Moldova de nord (zona externă a unității în pînză) sau cu stratele de Greșu și stratele de Cașin + stratele de Bucieș din unitatea inferioară. În cadrul pînzei gresiei de Tarcău, gresiile de Vigoda își găsesc un corespondent în complexul gresiilor propriu-zise de Tarcău, complex care își găsește în același timp un echivalent în gresiile de Topilcian, de Poloninsk și, probabil, chiar în gresiile polimictice din zona peninică.

Suita de Bistrița constă dintr-o alternanță ritmică de gresii și aleurolite cenușii, argilite fin stratificate verzi și verzui-deschis. Obișnuit, suita nu este calcaroasă, dar cîteodată se întîlnesc și argilite calcaroase. În partea de SE, în baza suitei de Bistrița se observă un pachet de roci gresoargiloase vărgate (argilite și gresii roșii și verzi) separate sub denumirea de *orizont de suprapaseczna*. Grosimea suitei de Bistrița ajunge pînă la 300 m, din care orizontul suprapaseczna 50 m (pe rîul Prut).

În partea sud-estică a zonei Măgura, locul suitei de Bistrița îl ia suita Probiinin (I. O. Kulcițkii, 1959), alcătuită dintr-o alternanță ritmică de gresii și argilite cenușii cu depozite vărgate în bază, care se pot echivala cu orizontul de suprapaseczna; în partea NV a zonei, secțiunea eocenului (deasupra gresiilor Poloninsk) se încheie cu *suita Iablon* (Baranov, 1954), alcătuită din argilite cenușii sau cenușii-închis, cu intercalații de gresii micafere în strate pînă la 2 m.

În zona peninică, suitelor Iablon și Probiinin le corespunde, după poziție, un complex cenușiu (pînă la 700 m) de gresii și argilite în alternanță fin ritmică.

După poziția sa stratigrafică și după alcătuirea litologică, suita de Bistrița își găsește cel mai bun echivalent în Carpații romînești, în stratele de Plopu, dezvoltate în marginea externă a unității în pînză din Moldova de nord. În baza lor există aici și intercalații de marne roșii, reprezentînd un echivalent al orizontului roșu de suprapaseczna.

Pe aceleași criterii, ea își găsește echivalent în stratele de Plopu și de Podu-Secu de deasupra complexului de gresii de Tarcău din zonele interne ale pînzei, precum și în stratele de Bisericani din unitatea inferioară. În această ultimă unitate orizontul roșu de suprapaseczna poate fi corelat cu stratele de Bucieș (valea Cașinului, valea Putnei) sau cu „stratele plopoide" descrise de F. Olteanu în valea Cracăului. Stratele de Plopu și de Podu-Secu de deasupra complexului masiv de Tarcău pot fi corelate în același timp cu suitele de Iablon sau de Probiinin din cuprinsul zonei de Măgura. Aceste ultime suite își găsesc un analog și în partea superioară a eocenului de Șotrile, în timp ce partea superioară a stratelor de Popiel poate fi corelată cu stratele de Bisericani.

Schema de corelație a secțiunilor eocenului și paleocenului din Carpații Orientali ai R.S.S.U. și R.P.R. este prezentată în tabelul nr. 1.

În acoperișul suitei de Bistrița se separă un pachet de 50 m de argilite cenușii-închis, uneori brune, calcaroase (nu întotdeauna), cu intercalații de gresii cenușii, fin grăunțoase, calcaroase, cunoscut sub numele de *orizontul Șeșorsk*. În cîteva profile, orizontul Șeșorsk este reprezentat numai prin gresii, denumite de *Borislav* sau *submenilitice*. După poziția și alcătuirea sa litologică, el se corelează bine cu orizontul gresiei de Lucăcești din Carpații romînești.

Vîrsta orizontului Șeșorsk este atribuită de către cei mai mulți cercetători ai Carpaților ucraineni, eocenului; orizontul gresiei de Lucăcești este atribuit de către unii geologi romîni eocenului, de alții oligocenului.

Asemănarea gresiilor de Lucăcești cu gresiile de Kliwa de deasupra, ca și pragul bionomic important constatat (dispariția globigerinidelor o dată cu apariția gresiilor), ne obligă să le considerăm — și în consecință și orizontul Șeșorsk — ca reprezentînd baza depozitelor oligocene.

În partea de SE a zonei Măgura, orizontului Șeșorsk îi corespunde probabil suita Gramitnen de gresii cenușii fin stratificate (Kulcițkii, 1959), total sterile; ele cuprind probabil și depozite mai tinere.

Depozitele de vîrstă oligocenă în Carpații ucrainieni sînt mai complet dezvoltate în zona Krosno și subzona skibelor, vecină ei.

A. *În subzona skibelor*, depozitele oligocene sînt cunoscute sub numele de seria menilitică. După compoziția litologică, rocile care alcătuiesc seria menilitică se împart în 3 suite: suita menilitică inferioară, suita menilitică medie sau Lopianeț și suita menilitică superioară.

Suita menilitică inferioară, groasă de circa 280 m, constă din 4 complexe. Complexul inferior sau orizontul menilitelor inferioare are o grosime pînă la 20 m și constă în bază din menilite brune-închis sau negre

Tabelul nr. 1

Schema de corelare a paleocenului şi eocenului în Carpaţii Orientali

Vîrsta	Zona peninică	Zona Măgura		Zona Krosno şi marginea de SV a depresiunii premontane		Unitatea de Tarcău		Unitatea inferioară
		partea de SE	partea de NV	partea de SE	partea de NV	zona internă	zona externă	
Eocen	gresii argilite	suita Probiinin	suita de Iablon	suita de Bistriţa	suita de Popiel	strate de Podu-Secu şi strate de Plopu	strate de Plopu	strate de Bisericani
		orizont roşu		orizont roşu				
	gresii polimictice	suita Topilcian de gresii masive	gresii de Poloninsk	gresii de Vigoda / calcare de Paseczna		gresii de Tarcău	gresii de Scorbura / calcar de Paseczna / strate cu hieroglife	strate de Bucieş / strate de Caşin
Paleocen	—	suita Gnileţ: orizont roşu	suita de Solska	suita de Maniav	suita de Vitviţ	orizont de trecere	strate de Straja	conglomerate de Piatra Streiului
		suita Gnileţ: argilite, gresii	orizont roşu de supraliut	orizont roşu de supraiamna				
		suita Gnileţ: gresii	suita de Liut	gresii de Iamna	suita de Iamna	gresii echivalente celor de Prisaca	?	
				orizont roşu (iaremcian)				

în plăci cu intercalații subțiri (pînă la 1 cm) de argilite silicioase (șisturi menilitice) și la partea superioară din șisturi foioase negre (șisturi disodilice) cu intercalații de aleurolite, silexuri în plăci și calcare fin stratificate cenușii-închis. Ultimele devin cenușii-închis prin alterație.

Deasupra urmează un complex reprezentat printr-o alternanță de șisturi, argilite și gresii negre, cu grosime pînă la 100 m, apoi un complex de gresii de Kliwa, cu granule fine, în strate pînă la 5 m, separate prin argilite și șisturi cenușii-închis. Grosimea suitei gresiilor de Kliwa ajunge pînă la 90 m. Acest complex superior se aseamănă după compoziție cu complexul de sub gresiile de Kliwa (grosimea sa nu depășește 80 m).

Pe baza resturilor de pești, pelecipode și foraminifere mici, asemănătoare cu cele cunoscute în orizontul Hadum din Caucazul de NV, vîrsta suitei menilitice inferioare este determinată ca oligocen inferior. În afară de aceasta, K. N. Koliadnîi (1951) a găsit în suita menilitică inferioară, pe malul drept al rîului Liubijni (afluentul rîului Prut) forma *Lepidopus glarisianus* (Blainville), caracteristică pentru oligocenul inferior. Suita menilitică inferioară este separată de cea medie prin orizontul *calcarelor de Goloveț* (V. A. Șakin, 1958), alcătuită din calcare silicifiate în plăci cenușii-albăstrui, cu intercalații de marne și argilite cenușii-închis. Grosimea orizontului de calcare ajunge pînă la 10 m.

Suita menilitică medie (Lopianeț) constă din argilite calcaroase cenușii și cenușii-gălbui, alternînd cu gresii cenușii, cu granule fine, micafere, în strate pînă la 0,5 m și (în bază) din șisturi foioase cenușii (disodile). Grosimea suitei este de circa 200 m.

Suita menilitică superioară are grosimea pînă la 1 500 m și este reprezentată printr-o alternanță de argilite calcaroase cenușii-închis sau șisturi aleuritice, gresii cu bobul fin, mai rar marne. În partea superioară a suitei se separă un complex gros pînă la 80 m, alcătuit din tufuri liparitice, tufite și argilite tufogene.

Profilul oligocenului este bine deschis în rîul Cecive.

După descrierea lui V. A. Șakin și V. V. Glușko, el cuprinde succesiunea arătată în tabelul nr. 2.

Trebuie subliniată dezvoltarea cu totul slabă în suita menilitică superioară a disodilelor tipice și a șisturilor menilitice, caracteristice pentru suita menilitică inferioară.

Suita menilitică superioară și suita de Lopianeț sînt dezvoltate numai în partea mijlocie a subzonei de skibe (Dolina, Rîpnoe). Spre NV (Borislav, Naguevici) și SE (Carpații Pocuției) aceste suite nu sînt cunoscute sau au o grosime mică. În valea rîului Bistrița Nadvorianska grosimea suitei menilitice superioare nu depășește 400 m. În Carpații Pocuției secțiunea seriei menilitice își schimbă substanțial compoziția sa dinspre SV spre NE.

În SV (cuta Maximeț) seria menilitică are grosimea de circa 350 m și cuprinde suitele menilitice inferioară și medie, deasupra căreia, după o lacună, urmează miocenul (local suita Lopianeț). Suita menilitică inferioară (grosime 250 m) conține în jumătatea inferioară un complex gros de circa 70 m, caracterizat prin predominanța în secțiune a gresiilor de Kliwa, deasupra și dedesubtul căruia se găsesc argilite și șisturi predo-

Tabelul nr. 2

Secțiunea schematică a seriei menilitice din skiba marginală pe riul Cecive (după V. A. Șakin și V. V. Glușko, 1957)

Suita menilitică superioară	argilite necalcaroase negre și șisturi cu intercalații subordonate de aleurolite și gresii fine cu lentile și intercalații de marne dolomitice, uneori silicioase ; grosimea pînă la 0,5 m
	orizontul tufurilor de Cecive : tufuri liparitice, tufite și argilite tufogene ; grosimea 70—80 m
	argilite calcaroase cenușii-închise și negre, alternînd cu gresii cenușii și cenușii-gălbui, fin și mediu grăunțoase, în strate foioase, adesea cu intercalații de marnă ; grosimea 700 m
	argilite necalcaroase negre cu intercalații subordonate de aleurolite și gresii necalcaroase cenușii și cenușii-verzui (grosimea stratelor 15—30 cm) ; grosimea 300 m.
	orizontul silexurilor de supralopianeț (menilite) ; alternanță de silexuri negre, brune, cenușii-deschis și închis, gălbui, separate prin intercalații de șisturi silicioase foioase (orizont cunoscut numai în partea nord-estică a skibei marginale) ; grosimea 1 300—1 400 m
Suita menilitică medie sau suită de Lopianeț	alternanță de argilite cenușii, grosier stratificate, puternic calcaroase, gresii cenușii, diferit grăunțoase, medii și grosier stratificate, micafere, marne calcaroase cenușii și brune-gălbui dolomitizate, argilite cenușii calcaroase și necalcaroase
	este caracteristică prezența aleurolitelor brune-negre și a gresiilor diferit grăunțoase, cu numeroase incluziuni de fragmente de moluște și resturi (mulaje) de pești ; grosimea 220—230 m
Suita menilitică inferioară	complex greso-argilitic ; alternanță ritmică de argilite și șisturi negre necalcaroase, aleurolite și gresii cenușii și cenușii-verzui : în partea inferioară a pachetului, calcare în plăci cu grosimea de 0,4 m ; grosimea 80 m
	gresii de Kliwa ; gresii cenușii-verzui, fin grăunțoase, groase de 3—5 m, separate prin puține intercalații de argilite și șisturi negre, necalcaroase ; grosimea 90 m
	complexe de gresii și șisturi ; alternanță de șisturi negre și argilite cu gresii cenușii-verzui și gălbui, fine, de grosimi diferite la baza complexului, un pachet de 10 m de șisturi negre foioase necalcaroase cu intercalații subțiri de aleurolite cuarțitice ; grosimea complexului 90 m
	orizontul menilitelor inferioare ; un strat de 1 m de silexuri în plăci subțiri (0,5—1 cm), dedesubt un pachet de 10 m de șisturi foioase negre cu rozete de gips și pete de iarozit, alternînd cu aleurolite cuarțitice cenușii (5—10 cm) și silexuri negre groase pînă la 10 cm ; dedesubt, un pachet de 3 m de calcare cenușii-închis, albăstrui, silicioase, fin stratificate
	în patul orizontului stau silexuri brune-închis și negre, masive sau în plăci subțiri, separate prin intercalații subțiri (pînă la 1 cm) de argilite silicioase și aleurolite cuarțitice cenușii-verzui ; grosimea orizontului de menilite inferioare 18—20 m.

minant negre, necalcaroase cu intercalații subordonate de gresii de tip Kliwa. Al doilea orizont de menilite al suitei menilitice inferioare se găsește la limita cu suita Lopianeț (analog calcarelor Goloveț) și este reprezentat aici printr-un pachet de 1,5 m de calcare silificate, fin stratificate.

Grosimea suitei Lopianeț este aici de circa 100 m.

Ceva mai la NE, pentru profilul suitei menilitice inferioare este caracteristică apariția, în jumătatea superioară a ei (deasupra gresiilor de Kliwa), a unui complex de argilite verzi. Aceste argilite se urmăresc și mai departe spre NE (pînă la cutele crestei Kamenista).

Mai departe spre NE (rîul Rîbnița) seriile menilitice ale Carpaților Pocuției constau din :

1. Orizontul menilitelor inferioare, gros de circa 20 m, pentru care este caracteristică prezența (în silexuri și calcare) elementelor (fragmente pînă la 25 cm) de calcare jurasice și filite verzi.

2. Complexul șisturilor foioase negre sau brune cu intercalații subțiri (0,5—3 cm) de silex. Grosimea complexului 12 m.

3. Complexul șisturilor și argilitelor negre, necalcaroase, cu intercalații de gresii, mai rar pietrișuri și conglomerate. În partea inferioară, complexul conține un pachet de 12 m de argile verzi.

4. Strat de 1 m de silexuri fin stratificate, negre și brune (al doilea orizont de menilite).

5. Un pachet (15—16 m) de argilite negre cu elemente (incluziuni) de pietriș și nisip grosier din filite verzi (suita Lopianeț?).

Grosimea seriei menilitice are aici numai 140 m. Caracteristic pentru secțiunea seriei menilitice de aici este dispariția complexului gresiilor de Kliwa și apariția fragmentelor (galeți) de calcare jurasice și filite verzi.

B. *În zona Krosno* toată secțiunea oligocenului se împarte în două suite separate prin orizontul calcarelor Goloveț : suita de sub Goloveț, corespunzînd cu cea menilitică inferioară și suita supra Goloveț sau de Krosno.

În baza suitei de sub Goloveț se găsește orizontul inferior de menilite. Suita este alcătuită în bază dintr-un pachet de șisturi foioase bituminoase negre, cu pete galbene de iarozit (șisturi disodilice) care în sus se descompun treptat în argilite stratificate negre și gresii calcaroase fine, cenușii-deschis. Intercalațiile de argilite și gresii cresc în sus pe măsura reducerii treptate a șisturilor disodilice. Grosimea suitei nu depășește 200 m.

Suita de Krosno se împarte în 3 subsuite între care nu este totuși posibil totdeauna de trasat o limită, deoarece subsuitele sînt legate între ele prin treceri gradate.

Subsuita inferioară este alcătuită predominant din gresii cenușii, în strate groase pînă la 5 m, adesea masive, de obicei micafere și calcaroase. Uneori se întîlnesc gresii dure, cenușii-albăstrui, mijlociu pînă la grosier grăunțoase, care formează în deschideri reliefuri puternice.

Gresiile sînt separate prin intercalații subțiri de argilite calcaroase, uneori negre, foioase, de tipul disodilelor și aleuritelor cu hieroglife. Grosimea subsuitei ajunge aproape pînă la 1 200 m.

În subsuita inferioară de Krosno nu se cunoaște macrofauna iar microfauna este și ea relativ slab dezvoltată. Foraminiferele calcaroase nu sînt caracteristice, fiind răspîndite atît în depozitele de deasupra cît și în cele de dedesubt. Excepție face *Cibicides pseudoungerianus* Cush., care după R. B. Samoilova, este caracteristic pentru depozitele oligocenului mijlociu din Crimeea de vest și pentru partea inferioară a suitei de Maikop din Caucaz (Maslakova, Muratov din R. Bogdanov, 1953). În regiunea rîului Seletin, în baza subsuitei inferioare de Krosno, G. I. Nemkov a găsit exemplare de *Nummulites vascus* Joly et Leym, care determină vîrsta subsuitei ca oligocenă.

Subsuitele medie și superioară sînt reprezentate printr-un complex de gresii cenușii, fine, calcaroase, micafere (uneori cu stratificație ondulată, cu hieroglife), în alternanță ritmică cu aleurolite calcaroase cu hieroglife și argilite calcaroase; subsuita medie de Krosno, groasă pînă la 700 m, se deosebește de cea superioară (groasă pînă la 600 m) printr-o mare grosime a stratelor alternante (pînă la 0,5 m); pentru subsuita superioară este caracteristică alternanța deasă de strate subțiri.

Subsuitele mijlocie și superioară de Krosno conțin o mare cantitate de foraminifere, totuși forme conducătoare nu există.

În partea nord-vestică a zonei Krosno (*subzona Ujok-Dukla*), sub orizontul calcarelor de Goloveț (descoperit de F. P. Temniuk, 1958) se găsesc *stratele de Ujok* (Temniuk, 1958), începînd cu un orizont de menilite, deasupra căruia se găsesc șisturi disodilice care trec în sus la o alternanță deasă de gresii și argile, adică o secțiune asemănătoare cu suita menilitică inferioară a zonei Krosno.

Grosimea stratelor de Ujok este de circa 50 m. În stratele de Ujok a fost găsită o macrofaună lattorfiană determinată de A. A. Maximov (citat după Gluşko, 1959): *Cardita lucovichi* Rucheri, *Cardiopsis incrassata* Sow., *C. tenuis* Alex., *Cardium cingulatum* Goldf., *Nucula* cf. *rugulosa* Koenen, *Potamides* cf. *cordieri* Desh., *P.* (*Pirenella* sp. ex gr. *plicatus* Brug.), *Turitella* sp., *Cerithium*.

Deasupra calcarelor de Goloveț se găsesc *stratele de Lujsk*, a căror compoziție litologică este asemănătoare cu a subsuitei mijlocie de Krosno.

În zona Măgura depozitele oligocenului nu sînt separate. Probabil că trebuie atribuit oligocenului un pachet subțire de argilite negre stînd peste suita de Jablon.

În tabelul nr. 3 este prezentată schema de subdivizare a depozitelor oligocene din Carpații ucrainieni.

Seria menilitică a Carpaților ucrainieni se corelează destul de ușor cu secțiunea oligocenului din Carpații romînești datorită prezenței rocilor de același tip și unei distribuții asemănătoare.

Rocile principale de același tip, corelabile, sînt:

1. Argilite negre cu structură foioasă adesea cu pete galbene de iarozit, descrise în R.P.R. sub denumirea de șisturi disodilice, iar în Carpații ucrainieni sub denumirea de șisturi menilitice.

2. Strate de menilite, silexuri, calcedonite, cunoscute în R.P.R. sub denumirea de menilite.

Tabelul nr. 3

Schema de corelație a depozitelor oligocene (după datele lui I. G. Baranov, I. O. Kulcițkii, F. P. Temniuk, V. A. Șakin și schema de bază a lui V. Gluşko, 1959)

<table>
<tr><th rowspan="2">Vîrsta</th><th colspan="2">Zona Krosno</th><th colspan="2">Subzona skibelor</th><th rowspan="2">Depresiunea Precarpatică (marginea de SV)</th></tr>
<tr><th>partea de NV Ujok-Dukla</th><th>SE</th><th>partea de NV (Borislav.)</th><th>partea de SE (Dolina)</th></tr>
<tr><td>Oligocen superior</td><td>?</td><td>subsuita superioară de Krosno</td><td rowspan="2">nu (sau grosime mică)</td><td>suita menilitică superioară</td><td rowspan="2">nu</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Oligocen mediu</td><td rowspan="2">strate de Lujsk</td><td>subsuita medie de Krosno</td><td>orizont de menilite</td></tr>
<tr><td>subsuita inferioară de Krosno</td><td>suita Lopianeț</td><td>suita Lopianeț</td></tr>
<tr><td colspan="4">orizontul calcarelor de Goloveț</td><td>orizont de menilite</td></tr>
<tr><td rowspan="5">Oligocen inferior (lattorfian)</td><td rowspan="5">strate de Ujok</td><td rowspan="3">suita menilitică inferioară</td><td rowspan="3">suita menilitică inferioară</td><td>complex greso-argilitic</td><td rowspan="5"></td></tr>
<tr><td>gresii de Kliwa</td></tr>
<tr><td>complex greso-șistos</td></tr>
<tr><td colspan="2">orizontul menilitelor inferioare</td></tr>
<tr><td colspan="3">orizontul Șeșorsk</td></tr>
</table>

3. Gresii de Kliwa.

Acest complex de roci participă la alcătuirea întregii secțiuni a oligocenului din partea externă a zonei flișului paleogen din Depresiunea Precarpatică. După dezvoltarea tipurilor de rocă, secțiunea este cunoscută aici după schema (de jos în sus):

6. Menilite superioare.
5. Șisturi disodilice superioare.
4. Gresii de Kliwa.
3. Șisturi disodilice inferioare.
2. Menilite inferioare.
1. Gresii de Lucăcești.

Se vede ușor că seria menilitică din zona skibelor prezintă multe asemănări cu seria oligocenă din unitatea inferioară (semifereastra Putna — Vrancea, Bistrița și Putna — Moldova de nord) a zonei de fliș paleogen de pe teritoriul R.P.R.

Intercalațiile subțiri de argile verzui, marne cenușii și gresii curbicorticale de deasupra pachetului inferior de gresii de Kliwa s-ar plasa la partea superioară a pachetului separat în zona skibelor ca „suită menilitică inferioară". Suitei menilitice medii (Lopianeț) i-ar corespunde orizontul superior al gresiilor de Kliwa, iar suitei menilitice superioare, i-ar corespunde orizontul menilitelor superioare și, local, orizontul de trecere spre miocen (valea Slănicului de Buzău) sau „stratele de Gura Șoimului" (semifereastra Bistriței).

În partea internă a pînzei gresiei de Tarcău, oligocenul este dezvoltat într-un facies care amintește în foarte mare măsură faciesul din zona Krosno. Separarea în cele 3 subsuite a oligocenului în facies de Krosno nu este posibilă pe teritoriul R.P.R.

Făcînd abstracție de partea inferioară, predominant pelitică (echivalentă cu suita menilitică inferioară din partea de SE a zonei Krosno și cu stratele de Ujok din partea de NV a ei), se poate totuși separa un pachet de gresii de Fusaru, care ar corespunde cu subsuita inferioară de Krosno, și un pachet flișoid la partea superioară (stratele de Vinețișu), care ar corespunde cu subsuitele medie și superioară de Krosno. Menilitele superioare, cu care se încheie stratele de Vinețișu, ar reprezenta corespondentul menilitelor superioare din zona skibelor și al unei părți din subsuita superioară de Krosno. Aceste menilite lipsesc în zonele mai interne ale pînzei de Tarcău.

În sfîrșit, orizontul gresiei de Borislav (orizontul Șeșorsk) este corelabil cu orizontul gresiilor de Lucăcești, care în zona internă a pînzei de Tarcău, în facies de Krosno, lipsește sau este reprezentat local prin orizontul descris sub numele de „Fusaru bazal" (4).

Schema de corelare prezentată (tabelul nr. 4) reprezintă, așa cum s-a menționat, o nouă încercare de corelare a depozitelor oligocene pe întinderi mari din Carpații Orientali.

Tabelul nr. 4

Schema de corelare a depozitelor oligocene din Carpații Orientali din U.R.S.S. și R.P.R.

Vîrsta	Carpații R.S.S.U. zona Krosno	Carpații R.P.R. zona Tarcău — Fusaru	Carpații R.S.S.U.	Carpații R.P.R.
			marginea externă a zonei de fliș paleogen	
Oligocen superior	subsuita Krosno superioară	menilite superioare		strate de Gura Șoimului
Oligocen mediu	subsuita Krosno medie	strate de Vinețișu	suita menilitică superioară	menilite superioare orizontul superior de șisturi disodilice
	subsuita Krosno inferioară	gresii de Fusaru	suita de Lopianeț	orizontul superior de Kliwa
	orizontul calcaros de Goloveț	marne, argile disodiliforme (tip strate de Pucioasa)	orizontul calcaros de Goloveț	strate de Podu Morii *str. s.*
Oligocen inferior	complex de trecere		complex greso-argilitic	
	complex greso-șistos		gresii de Kliwa	orizont inferior de Kliwa
			complex greso-șistos	orizont inferior de șisturi disodilice
	orizont inferior de menilite	orizont inferior de menilite	orizont inferior de menilite	orizont inferior de menilite
	orizontul Șeșorsk	orizontul bazal al gresiilor de Fusaru	orizontul Șeșorsk	orizontul gresiilor de Lucăcești

Corelarea subdiviziunilor principale separate în eocen și oligocen este în cele mai multe cazuri satisfăcătoare. Rămîn însă încă o serie de probleme deschise pentru viitor. Una dintre aceste probleme o constituie separarea depozitelor paleocene în zona flișului de pe teritoriul R.P.R.

Pentru oligocen, echivalentul calcarelor de Goloveț și al stratelor de Ujok nu a fost încă identificat pe teritoriul R.P.R. Este posibil ca acest echivalent să existe fie în baza orizontului superior al gresiilor de Kliwa, fie la partea superioară a orizontului inferior de menilite, adică la nivele la care au fost semnalate resturi fosile pe teritoriul R.P.R. (11).

În aceeași ordine de idei trebuie menționat că nici reperul de corelație susținut de geologii polonezi (14) sub forma stratelor de Iaslo nu reprezintă un reper de corelație indiscutabilă. Aceste strate întîlnite de obicei în zona de limită dintre menilitele inferioare și pachetul de șisturi disodilice inferioare, în pîrîul Vinețișu se întîlnesc încă mai bine dezvoltate în baza complexului gresiilor de Fusaru.

Deși au rămas unele probleme deschise, schema prezentată poate servi ca bază de discuție și ca punct de plecare pentru noi cercetări mai complexe, menite să conducă în final la o schemă de corelare mai completă și încă mai apropiată de realitate.

BIBLIOGRAFIE

1. Алферцев Г. И., *К стратиграфии и литологии палеогена района г. Борислава*, Тр. Карп. НИГРИ, Москва, 1949, *I*.
2. Atanasiu I., *Contributions à la stratigraphie et la tectonique du Flysch marginal Moldave*, Ann. Sci. Univ. Jassy, 1939, **XXV**.
3. — *Les facies du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpates Moldaves*, An. Inst. geol. Rom., 1943, **XXII**.
4. Băncilă I., *Geologia Carpaților Orientali*, Edit. științifică, București, 1958.
5. Братков Г. Н., *Эоценовые отложения буковинских Карпат*, Докл. АНСССР, 1956, **10**, *4*.
6. Черняк Н. И., *Некоторые замечания о расчленении палеогена северной части советских Карпат*, Геол. сборн., 1957, *4*.
7. Dumitrescu I., *Studiu geologic în regiunea dintre Oituz și Coza*, An. Com. geol., 1953, **XXIV**.
8. Filipescu M. G., *Etudes géologiques dans la région comprise entre les Vallées du Slănic et Bîsca Mică*, Bul. Lab. miner. gen. Univ. Buc., 1937, **II**.
9. Filipescu M. G., Draghinda I. și Mutihac V., *Contribuții la orizontarea și stabilirea vîrstei șisturilor negre*, Com. Acad. R.P.R., 1952, **II**, *9—10*.
10. Голубкова И. А., *Схема стратиграфии сев.-вост. склона Советских Карпат*, Геол. сборн. ВНИГРИ, 1953, **II**, *5*.
11. Grigoras N., *Studiul comparativ al faciesurilor paleogenului dintre Putna și Buzău*, An. Com. geol., 1955, **XXVIII**.
12. Joja T., *Structura geologică a Flișului marginal dintre văile Voivodeasa și Sucevița*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., **XXXVII** (1949—1950).
13. — *Cercetări geologice între V. Rîșcei și V. Agapiei*, An. Com. geol., 1952, **XXIV**.
14. Kotlarczyk J., *Possibilités d'une correlation plus exacte du paléogène des Carpates Roumaines*, Bull. de l'Acad. Polon. des sci., Série de sci. géol. et géogr., 1961, **IX**, *2*.
15. Кулчицкий И. О., *Палеогеновые отложения района с. Ясина*, Геологический сборник, 1957, *4*.
16. Кулчицкий И. О. и Хлопинин К. Л., *О возрасте Ямненских песчанников (Вост. Карпат)*, Геолог, нефти. 1957, *9*.

17. MACOVEI G., *Aperçu géologique sur les Carpathes Orientales. Guide des excursions*, Bucureşti, 1927.
18. МАСЛАКОВА Н. И. и МУРАТОВ М. В., *Стратиграфия палеогеновых отложений Восточн. Карпат*, Док. АНСССР, 1952, **81**, *3*.
19. МАСЛАКОВА Н. И., *Расчленение эоценовых отложений Восточных Карпат по мелким фораминиферам*, Геол. Сборник, 1957, *4*.
20. MURGEANU G., FILIPESCU M. G. şi colab., *Privire generală asupra flişului cretacic de la curbura Carpaţilor. Ghidul excursiilor (Carpaţii Orientali)*, Bucureşti, 1961.
21. MURGEANU G., CONTESCU L. şi MIHĂILESCU N., *Stratigrafia şi sedimentologia complexului marnelor roşii din bazinele văilor Dîmboviţa şi Ialomiţa, cu privire specială asupra limitei cretacic/paleogen*, St. şi cerc. geol., 1962, **VII**, 2.
22. ONCESCU N., *Geologia R.P.R.*, Edit. tehnică, Bucureşti, 1959, ed. a 2-a.
23. ПУЩАРОВСКИЙ И. М., *О Кросненских отложениях Центр. Карпатской депрессии*, ДМОИН, 1948, *6*.
24. ШАКИН В. А. и ГЛУШКО В. В., *Менилитовые отложения сев.-вост. склона Карпат и Предкарпатского прогиба*, Геология нефти, 1957, *9*.
25. ŞTEFĂNESCU D., *La zone du Flysch carpatique entre Păltinoasa et Cîmpulung de Moldavie*, Bul. Soc. Rom. Geol., 1937, **III**.
26. ВЯЛОВ О. С., *Схема стратиграфии северного склона Карпат*, Докл. АНСССР, 1951, **77**, *4*.
27. ВЯЛОВ О. С., ГЛУШКО В. В., КУЛЧИЦКИЙ И. О., ТЕМНЮК Ф. П. и СЛАВИН В. И., *Стратиграфия Восточных Советских Карпат*, Материалы Карпато-Балканской Ассоциации, Киев, 1960, *3*.
28. ВЯЛОВ О. С., ДАБАГИАН Н. В., КУЛЧИЦКИЙ И. О., ТЕМНЮК Ф. П. и САКИН В. А., *К стратиграфии Карпатского флиша*, Материалы Карпато-Балканской Ассоциации, Киев, 1960.

Comitetul geologic.

Primită în redacţie la 1 octombrie 1963.

ASUPRA PREZENȚEI UNOR AMMONIȚI ÎN STRATELE DE HANGU DIN FLIȘUL EXTERN DE LA PUTNA (REGIUNEA SUCEAVA)

DE

T. JOJA și M. CHIRIAC

55(05)

Introducere. Macrofosilele în general și ammoniții în special sînt extrem de rari în depozitele cretacice ale flișului Carpaților Orientali din R.P.R.; de aceea, semnalarea prezenței a doi ammoniți în stratele de Hangu din flișul extern de la Putna (r. Rădăuți, reg. Suceava) constituie, după părerea noastră, un fapt care merită să facă obiectul unei comunicări, cu atît mai mult cu cît, după cîte știm, în stratele de Hangu nu au mai fost citați pînă acum ammoniți în poziție clară, pe un profil bine deschis, iar prezența lor contribuie, după cum se va vedea mai jos, la precizarea vîrstei acestor strate. Trebuie să amintim totuși că S. Athanasiu a citat încă de multă vreme prezența unui *Desmoceras* cf. *ponsianum* pe care l-a găsit tot în flișul extern, însă nu în stratele de Hangu, ci într-un bloc din conglomerate eocene de la Sărata, lîngă Piatra-Neamț (1).

Reamintim de asemenea că în ultima vreme C. Georgescu[1] și Gr. Popescu[2] au recoltat cîte un exemplar de *Parapachidiscus* cf. *neubergicus* și respectiv de *Neoancyloceras* și de *Baculites* din stratele cu inocerami de la curbura Carpaților, pe baza cărora admit existența maastrichtianului în aceste strate. Din păcate formele menționate nu au fost figurate de acești autori, așa încît nu putem aprecia nici starea lor de conservare și deci nici exactitatea determinării lor; de asemenea nu se precizează dacă au fost găsiți în bloc sau *in situ* și cu atît mai puțin la ce nivel pe profilul stratelor cu inocerami.

[1] I. Dumitrescu, C. Georgescu ș.a., *Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru hidrocarburi și sare în regiunea Vrancea de S și partea de NV a Munților Buzăului*, Raport, Arh. Com. geol., 1960.

[2] Gr. Popescu și colaboratori, *Prospecțiuni geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în zona paleogenă din Pinza de Tarcău din Munții Buzăului*, Raport, Arh. Com. geol., 1961.

St. și cerc. geol., geofiz. și geogr. seria geologie, t. 9 nr. 1 p. 39–50 București 1964

Cei doi ammoniţi de la Putna au fost găsiţi de T. J o j a, unul în septembrie 1961, iar altul în septembrie 1962, în acelaşi loc, în cariera de marnă azi părăsită a fostei fabrici de ciment, şi au fost determinaţi ulterior de M. C h i r i a c. Urmărind succesiunea în timp a muncii noastre de colaborare, lucrarea de faţă cuprinde 3 părţi distincte. În prima parte, unul dintre noi (T. J o j a) face o scurtă prezentare a situaţiei geologice a locului din care au fost colectaţi cei doi ammoniţi, în cea de-a doua parte a lucrării, celălalt autor (M. C h i r i a c) face descrierea acestor fosile, iar cea de-a treia parte (redactată în comun) cuprinde concluziile de ordin stratigrafic care decurg din determinarea lor.

1. *Situaţia geologică a locului în care au fost găsiţi cei doi ammoniţi.* Ammoniţii care fac obiectul comunicării noastre i-am găsit, după cum

Fig. 1. — Cariera de marno-calcare a fostei fabrici de ciment de la Putna. Semnul x arată locul unde au fost găsiţi cei doi ammoniţi.

am mai spus, în cariera de marnă a fostei fabrici de ciment de la Putna (fig. 1). Această carieră, cu o lungime de 300 m şi o înălţime de peste 50 m, este situată pe malul drept al Putnei (în dreptul mănăs-

tirii cu același nume de pe celălalt mal al pîrîului), la aproximativ 150 m S de firul apei. Baza ei se găsește la 50 m deasupra nivelului Putnei. În carieră este foarte bine deschisă o bună parte a stratelor de Hangu de la baza solzului Strujinoasa care ține de unitatea superioară (pînza externă) a flișului extern din această regiune (fig. 2); profilul complet și bine deschis al acestor strate poate fi însă urmărit, nu la nivelul carierei, ci la nivelul pîrîului Putna. Pe acest profil (fig. 3), stratele de Hangu, cu o înclinare care variază între 40 și 70°VSV, au o grosime reală de aproximativ 1 000 m. În ele am separat două orizonturi : orizontul stratelor de Hangu inferioare și orizontul stratelor de Hangu superioare (fig. 4).

Orizontul stratelor de Hangu inferioare avînd o grosime de aproximativ 700 m este deschis, cu unele întreruperi, de la 150 m V de confluența Putnei cu Putnișoara, pînă la aproximativ 150 m V de confluența ei cu Glodu.

Partea inferioară a stratelor de Hangu inferioare, reprezentînd o treime din grosimea acestui orizont, este constituită predominant din gresii calcaroase de culoare cenușie-albăstruie și verde-albăstruie, în bancuri de 40 cm, cu vine de calcit și hieroglife, cu intercalații relativ rare de marno-calcare fine, cenușii-albăstrui, groase de 20—30 cm, cu fucoide.

Partea superioară a stratelor de Hangu inferioare (reprezentînd celelalte două treimi) este, dimpotrivă, constituită predominant din marno-calcare fine, cenușii-albăstrui, cu fucoide, în strate de 20—30 cm grosime (identice cu cele din treimea inferioară). Lor li se adaugă gresii calcaroase cenușii, de 20 cm grosime, care apar ca intercalații cu caracter subordonat, asociate cu pachete groase de 40—50 cm de marne cenușii, foioase.

Aceste caractere litologice distincte ale celor două segmente stratigrafice ale stratelor de Hangu inferioare lasă să se întrevadă posibilitatea separării în ele a două suborizonturi : unul, inferior, predominant gresos, celălalt, superior, predominant marno-calcaros.

În dreptul suborizontului superior al stratelor de Hangu inferioare este situată (așa cum am arătat mai sus, la 150 m S de talvegul Putnei, în Dealul Crucii, la 50 m de nivelul apei) baza carierei de marne în care am găsit cei doi ammoniți. Ambii au fost găsiți în același loc, unul *in situ*, într-un strat de marno-calcar fin, cenușiu-albăstrui, cu fucoide, altul într-un bloc de marno-calcar identic, lung de 1 m, evasi *in situ*, la circa 100—150 m E de capătul dinspre amonte al carierei (capăt care coincide aproximativ cu limita dintre stratele de Hangu inferioare și cele superioare) și la circa 30 m sub creasta Dealului Crucii.

Orizontul stratelor de Hangu superioare avînd o grosime de aproximativ 300 m, este deschis, pe pîrîul Putna, începînd de la 150 m V de confluența lui cu pîrîul Glodu, pînă la 600 m V de aceeași confluență. Acest orizont este constituit din calcare fine vinete și cenușii, dure, în strate de 30—50 cm, cu intercalații rare de gresii calcaroase cenușii cu hieroglife și vine de calcit și marne cenușii și verzi foioase în pachete de 15—20 cm, la care la partea superioară se adaugă

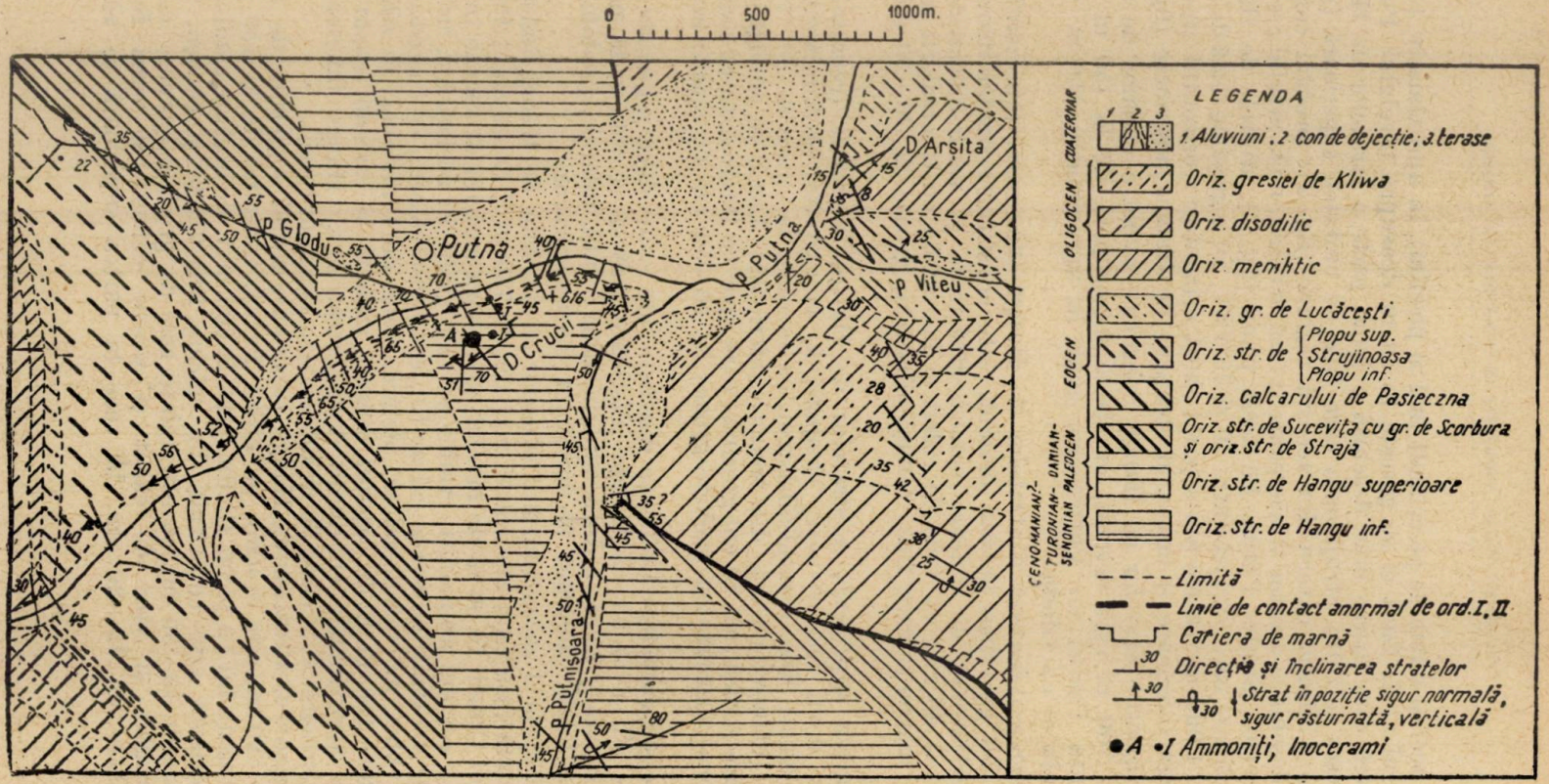


Fig. 2. — Schița geologică a regiunii Putna (Suceava).

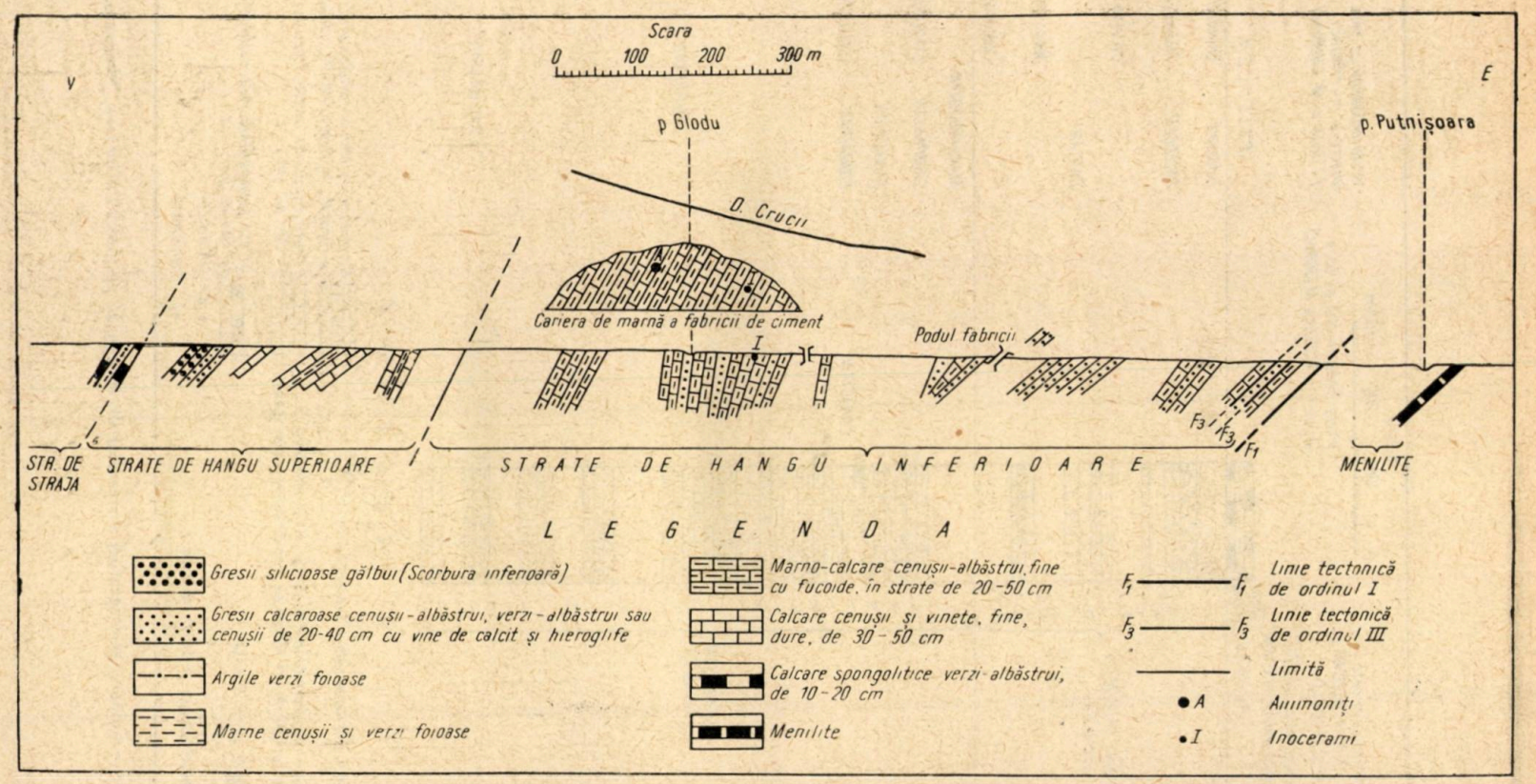


Fig. 3. — Secțiune în stratele de Hangu de pe pîrîul Putna (reg. Suceava).

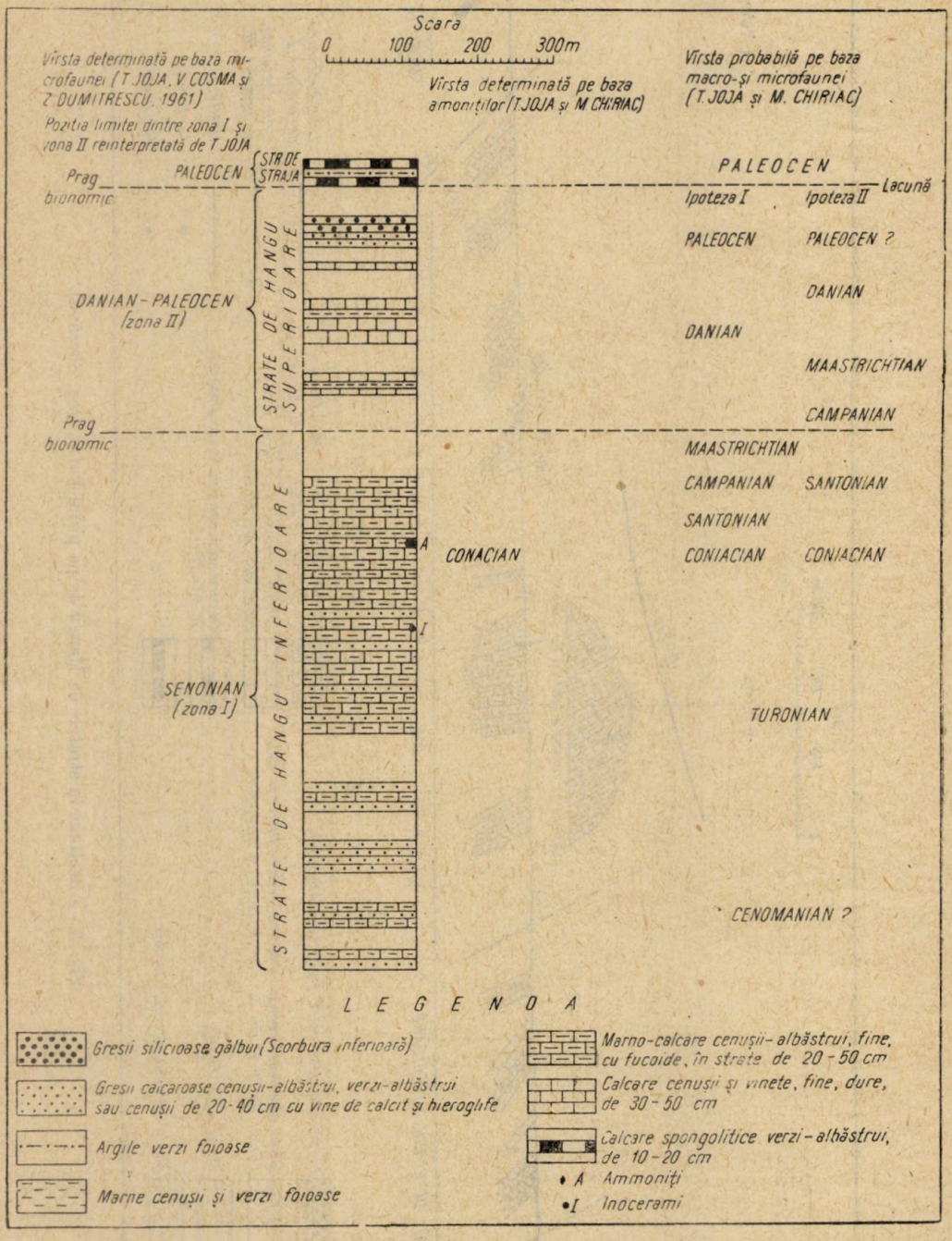


Fig. 4 — Coloana stratigrafică a stratelor de Hangu de pe pîrîul Putna (reg. Suceava).

și cîteva bancuri de cîte 40 cm de gresie gălbuie, silicioasă, moale, de tip Scorbura (gresia de Scorbura inferioară). În orizontul stratelor de Hangu superioare, marno-calcarele cenușii-albăstrui cu fucoide, caracteristice stratelor de Hangu inferioare, lipsesc cu desăvîrșire [3].

Peste stratele de Hangu superioare stau stratele de Straja.

Remarcăm că, în toată seria stratelor de Hangu de pe acest profil, hieroglifele se găsesc pe fața inferioară a stratelor, cu excepția unui interval de circa 50 m de la baza seriei. Aceasta dovedește că avem de-a face cu o serie aproape în întregime în poziție normală și cel puțin în aparență în continuitate de sedimentare. Precizăm că, chiar în carieră, am găsit la aproximativ 100 m E de locul din care am recoltat cei doi ammoniți, pe o gresie calcaroasă, albăstruie, un fragment mic de 3 cm de *Inoceramus* sp. *in situ*.

Reamintim că în ultima vreme conținutul micropaleontologic al orizonturilor flișului extern dintre Suceava și Sucevița a fost studiat, pe mai multe profile, de V. Cosma și Z. Dumitrescu în colaborare cu T. Joja (5). Din păcate, studiul conținutului micropaleontologic al stratelor de Hangu n-a putut fi efectuat decît pe două din aceste profile, pe care ele sînt relativ bine deschise pe toată grosimea lor. Aceste profile sînt situate în aceeași zonă de la baza solzului Strujinoasa, unul la NNV, pe Putna (cel pe care am găsit și ammoniții), iar altul la SSE, pe Sucevița. Studiul acesta a arătat că, în stratele de Hangu din regiunea menționată, se disting două zone micropaleontologice, denumite zona I și zona II.

Zona I sau zona cu globotruncane corespunde stratelor de Hangu inferioare. Ea are un conținut micropaleontologic sărac și neomogen, cu globotruncane și aglutinante. Pe baza prezenței formelor de globotruncane bicarenate s-a atribuit acestei zone vîrsta senoniană.

Zona II sau zona cu aglutinante de tip Wadowice corespunde stratelor de Hangu superioare. Ea se caracterizează prin dispariția formelor de globotruncane, explozia de forme din asociația de aglutinante de tip Wadowice și augmentarea frecvenței relative a formelor *Hormosina ovulum*, *Rzehakina epigona* și *Nodellum velascoense*. Pe baza microfaunei pe care o cuprinde, s-a atribuit zonei a II-a vîrsta danian-paleocenă.

Reamintim de asemenea că între aceste două zone există un prag bionomic care pare a fi situat sub limita dintre stratele de Hangu inferioare și stratele de Hangu superioare. Distanța stratigrafică (în orice caz mică) la care se găsește acest prag sub limita menționată n-a putut fi deocamdată stabilită exact. Pentru acest motiv, pînă la elucidarea printr-un studiu mai detaliat a problemei, am admis că pragul bionomic coincide chiar cu limita dintre aceste orizonturi.

[3] Pentru acest orizont, în care pînă în prezent nu am găsit nici inocerami, dar nici nummuliți, propunem denumirea de strate de Putna. Denumirea de strate de Hangu *str. s.* rămîne să fie păstrată numai pentru orizontul denumit pînă acum orizontul stratelor de Hangu inferioare. Deși denumirea de strate de Putna a mai fost propusă de noi în alternativă pentru orizontul stratelor de Strujinoasa, aceasta nu poate da loc la confuzii, deoarece, pentru acest din urmă orizont, a prevelat denumirea de strate de Strujinoasa.

2. *Descrierea formelor.* Unul din ammoniţi aparţine speciei *Peroniceras* cf. *l'épéei* Fallot, iar celălalt speciei *Desmoceras ponsianum* de Grossouvre. Dăm mai jos descrierea lor.

Peroniceras cf. l'épéei Fallot

(Pl. I, fig. 5)

1876 *Ammonites* cf. *tridorsatus* Schlüter, Cephal. der oberen deut. Kreide, p. 158, pl. XLI, fig. 3—5.

1885 *Ammonites* (*Schloenbachia*) *l'Epéei* Fallot, Etude géol. sur les ét. moy. et sup. des terr. crét. dans le sud-est de la France, p. 231, pl. 1, fig. 2, 2 a.

1893 *Peroniceras Moureti* de Grossouvre, Les ammonites de la craie supérieure, p. 100, pl. XI, fig. 3, 4.

1920 *Peroniceras l'Epéei* Fallot; Desio, La creta nel bacino di Firenze, p. 208, pl. XII, fig. 6, 7; pl. XIV, fig. 6.

Exemplarul pe care l-am atribuit acestei specii se caracterizează prin cochilia sa evolută (cu tururi numeroase care cresc lent în înălţime).

Ornamentaţia constă din coaste simple, curbate, cu concavitatea îndreptată spre deschiderea cochiliei. Coastele îşi au originea în tuberculii ombilicali, lăţiţi în sens transversal şi se îndreaptă spre partea ventrală îngroşîndu-se şi terminîndu-se aici în alţi tuberculi alungiţi în sens longitudinal. Coastele numeroase sînt separate prin intervale aproximativ egale cu lăţimea lor.

Pe acest exemplar, a cărui stare de conservare lasă mult de dorit, ceea ce a îngreunat mult determinarea, nu sînt vizibile regiunea ventrală şi linia lobară. Ombilicul este larg şi după cît se pare puţin adînc.

Dimensiuni: diametrul cochiliei: 80,5 mm; lăţimea ombilicului: 38,4 mm; înălţimea ultimului tur 25,0 mm. Menţionăm că exemplarul este uşor turtit.

Orizont şi localităţi: un singur exemplar recoltat de T. J o j a din partea superioară a stratelor de Hangu inferioare din cariera de marne pentru ciment de la Putna (r. Rădăuţi, reg. Suceava); găsit cvasi *in situ*; genul *Peroniceras* este caracteristic coniacianului, iar specia *Peroniceras l'épéei* Fallot a fost întîlnită în coniacianul din Franţa, R.F. Germană (Vestfalia) şi Italia (bazinul Florenţei).

Desmoceras ponsianum de Grossouvre

(Pl. I, fig. 6 şi 7)

1893 *Desmoceras ponsianum* de Grossouvre, Les ammonites de la craie supérieure, p. 167, pl. XXV, fig. 1 a—b, 5 a—b.

1961 *Desmoceras ponsianum* de Grossouvre; Collignon, Ammonites néocrétacées du Menabe (Madagascar), p. 91.

Exemplar tînăr piritizat cu cochilia convolută spre involută, ale cărei tururi destul de umflate cresc rapid atît în grosime cît şi în înăl-

țime. Marginea ventrală este convexă și largă, iar flancurile cochiliei ușor bombate, secțiunea tururilor eliptică fiind cu puțin mai înaltă decît largă.

Cochilia este aproape lisă, observîndu-se foarte slab urmele unor coaste, iar din loc în loc aceasta este brăzdată de șanțuri foarte puțin evidente. Ombilicul, relativ mic, are marginea rotunjită. Linia lobară evidentă numai pe un flanc este formată din mai mulți lobi și sele puternic divizate, avînd lobul sifonal aproape tot atît de lung ca și primul lob lateral.

Dimensiuni: 11,2 : 28 : 48 : 39 mm. Exemplarul este foarte puțin turtit.

Orizont și localități: un singur exemplar recoltat de T. Joja din partea superioară a stratelor de Hangu inferioare din cariera de marne pentru ciment de la Putna (r. Rădăuți, reg. Suceava); găsit *in situ*. Această specie este cunoscută din coniacianul de la Pons (Charente Inférieure) și în baza cretei de Villedieu (Franța) (după A. de Grossouvre).

3. *Concluzii de ordin stratigrafic.* Prezența speciilor *Peroniceras* cf. *l'épéei* Fallot și *Desmoceras ponsianum* de Grossouvre la partea superioară a stratelor de Hangu inferioare indică vîrsta coniaciană pentru stratele de marno-calcare cenușii-albăstrui cu fucoide în care au fost găsite. Poziția acestor strate în profilul de pe Putna, la aproximativ 550—600 m distanță stratigrafică de baza orizontului stratelor de Hangu inferioare din solzul Strujinoasa, ne face să ne întrebăm dacă în restul orizontului (pînă la bază), care după grosime pare să se fi depus într-un interval relativ mare de timp, nu este cuprins turonianul în întregime și, eventual, cenomanianul. Pentru vîrsta turoniană, cel puțin a unui segment stratigrafic al orizontului inferior, pledează și prezența în același orizont pe valea Neamțului, a unui exemplar de *Inoceramus*, aparținînd probabil speciei *lamarcki* semnalat de unul dintre noi (T. Joja) încă din 1949 (4). De altfel, prezența turonianului în stratele de Hangu a fost admisă anterior de M. G. Filipescu (3), precum și apoi de I. Băncilă (2), între altele și pe baza formei de inoceram menționată de noi.

Prezența celor doi ammoniți la numai aproximativ 100—150 m sub limita strate de Hangu inferioare — strate de Hangu superioare ne mai obligă să ne întrebăm dacă micul interval stratigrafic dintre marno-calcarul cu ammoniți și pragul bionomic care separă zona I micropaleontologică de zona II n-ar putea reprezenta o condensare stratigrafică a santonian-campanianului și maastrichtianului (ipoteza I din coloana stratigrafică). Ea ne obligă încă să ne întrebăm dacă același interval nu reprezintă eventual decît numai o parte din aceste etaje (fără să putem preciza care); în această ipoteză restul etajelor menționate ar putea fi reprezentate în zona II micropaleontologică (ipoteza II din coloana stratigrafică înfățișează una din posibilități) sau ar putea lipsi parțial sau chiar total.

Menționăm, în sfîrșit, că rămîne deschisă și problema grosimii reduse (în orice ipoteză ne-am plasa) a pachetului de strate atribuit paleo-

PLANȘA I

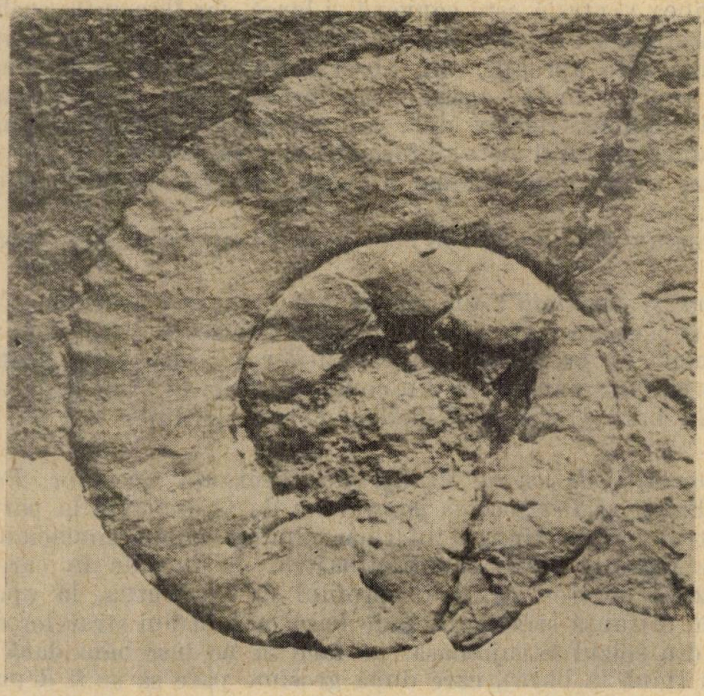


Fig. 5. — *Peroniceras* cf. *l'épéei* Fallot (mărime naturală).

Fig. 6

Fig. 7

Fig. 6 și 7. — *Desmoceras ponsianum* de Grossouvre (× 6,2).

cenului, grosime care s-ar putea eventual explica, întocmai ca și aceea a intervalului stratigrafic de care ne-am ocupat mai sus, ca fiind datorită fie unei condensări, fie unei lacune stratigrafice.

BIBLIOGRAFIE

1. Athanasiu S., Macovei G. et Atanasiu I., *La zone marginale du Flysch dans la partie inférieure du bassin de la Bistrița. Guide des excursions*, București, 1927.
2. Băncilă I., *Geologia Carpaților Orientali*, Edit. științifică, București, 1958.
3. Filipescu M. G., *Vederi noi asupra tectonicii Flișului Carpaților Orientali*, Rev. Univ. Buc. și a Politehnicii Buc., 1955, seria șt. nat., *6—7*.
4. Joja T., *Cercetări geologice între Valea Rîșcei și Valea Agapiei*, An. Com. geol., 1952, **XXIV**.
5. — *Contribuțiuni la cunoașterea stratigrafiei și tectonicii Flișului extern din jurul comunei Brodina și de la fundul pîrîului Putna*, Bul. Inst. petrol și gaze Buc., 1960, **VI**.
6. Joja T., Cosma V. și Dumitrescu Z., *Orizonturile Flișului extern dintre Suceava și Sucevița și conținutul lor micropaleontologic*, Congresul V al Asociației Carpato-Balcanice, București, 1961.

Institutul de petrol, gaze și geologie,
Catedra de geologie istorică și
Comitetul geologic.

Primită în redacție la 25 iunie 1963.

STUDIUL MICROPALEONTOLOGIC AL CRETACICULUI INFERIOR DE LA SVINIȚA (BANATUL DE SUD)

DE

GR. RĂILEANU și GH. POPESCU

55(05)

CONSIDERAȚII GENERALE

Sub numele de zona Svinița s-a încetățenit în literatura romînă de specialitate complexul de depozite, în mare măsură de origine sedimentară și mai puțin vulcanogenă, situat pe cristalinul unității de Almaj. Numele mai vechi fusese de zona Svinița — Svinecea-Mare și apoi de zona Sirinia, ultimul introdus de Al. Codarcea. Deoarece pîrîul Sirinia este cu mult mai puțin cunoscut decît satul Svinița (localitate cunoscută și în literatura mondială), s-a considerat (14), (15) că denumirea de zona Svinița este cea mai potrivită. Formațiunile care intră în componența acestei zone aparțin paleozoicului superior (carbonifer superior-permian), jurasicului și cretacicului. Cu totul sporadic se mai găsesc și depozite tortoniene, dar ele nu sînt specifice pentru această zonă ci au o arie de răspîndire cu totul deosebită, caracteristică formațiunilor post-tectonice sau bazinelor interne.

Cretacicul inferior din zona Svinița are o răspîndire destul de largă mai ales în jumătatea sudică, adică în partea în care această zonă prezintă o afundare accentuată.

Încă de la primele cercetări în această zonă (10) s-a vorbit de neocomian. Precizări și argumentări de ordin stratigrafic și paleontologic au fost făcute de E. Tietze (21), (22) care atribuie calcarele litografice neocomianului și marnele cenușii de la Svinița barremianului și apțianului. W. Kilian, revizuind lista de faună a lui E. Tietze din marnele de la Svinița, ajunge la concluzia că ele reprezintă barremianul superior. G. Macovei și I. Atanasiu (12) fac unele precizări în ceea ce privește caracterul litologic și condițiile de formare a acestor depozite în raport cu cele din zona Reșița ajungînd la concluzia că cele de la Svinița sînt de mare mai adîncă. Al. Codarcea (6) introduce termenul de

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 1 p. 51—60 București 1964

calcare litografice pentru depozitele din baza cretacicului inferior, în care a semnalat de altfel pentru prima dată prezența tintinnidelor, și atribuie berriasianului nivelul în care E. Tietze semnalase pe *Berriasella boissieri*. Cercetările ulterioare efectuate de Gr. Răileanu (14), (15) au adus o serie de precizări în ceea ce privește limita jurasic-cretacic, asupra conținutului în special macrofaunistic al depozitelor cretacice. El a precizat conținutul litologic a subdiviziunilor cretacicului inferior :

— berriasianul este cuprins în partea superioară a alternanței de calcare roșii cu cele litografice;

— valanginian-hauterivianului îi revin calcarele litografice iar barremianului marnele cenușii pentru care a introdus termenul de „strate de Svinița".

CONSIDERAȚII DE ORDIN STRATIGRAFIC

În cretacicul inferior din zona Svinița sînt cuprinși termenii de la berriasian pînă la barremian inclusiv. Cu această dezvoltare cretacicul este răspîndit numai pe malul Dunării și împrejurimile satului Svinița. În restul zonei, cu excepția punctului de la colonia Siriniei unde se mai găsește partea bazală a barremianului, orizontul marnelor cenușii barremiene lipsește.

Berriasianul este reprezentat printr-o alternanță de calcare vinete-albicioase, roz sau roșii, bine stratificate în bancuri cu grosimi care ating pînă la 1,50 m și care la partea superioară trec la calcare cu aspect sublitografic. În felul acesta berriasianul nu se individualizează ca o entitate litologică bine delimitată de tithonic și valanginian, ci corespunde mai degrabă unei etape în care a avut loc trecerea de la calcarele roșii noduloase tithonice la calcarele tipice — litografice valanginiene. Din aceste calcare E. Tietze citează *Berriasella boissieri* Pict. iar Gr. Răileanu, (14)(15), în afară de această specie, mai menționează *Berriasella pontica* Ret., *Berriasella* sp., *Protetragonites quadrisulcatus* d'Orb., *Neocosmoceras* cf. *sayni* Sim., *Neocomites* sp. Studiul micropaleontologic arată o serie de nivele cu predominanța anumitor forme :

— În calcarele brun-roșcate și în calcarele vinete stratificate în plăci apar foraminifere din grupul *Lenticulina*, radiolari și se semnalează tintinnide (*Calpionella alpina* Lorenz și *C. elliptica* Cadisch).

— În nivelul de calcare vinete în plăci — din care s-a colectat cea mai mare parte din macrofauna citată — se remarcă o erupție a speciilor de *Calpionella elliptica* Cadisch și apare destul de rar *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Fil.) și *Faveloides balaerica* Colom. În primele nivele de calcare litografice se constată prezența radiolarilor (*Coenosphaera*) iar la partea superioară radiolari din genurile *Coenosphaera* și *Lithocampe* și rar tintinnide (*Calpionella elliptica* Cadisch, *Stenosemellopsis hispanica* Colom).

Din analiza comparativă a elementelor faunistice cu rol stratigrafic se poate deduce că tintinnidele (*Calpionella alpina* și *C. elliptica*) apar

în nivele de calcare roșcate situate sub nivelul cu *Berriasella* în care se mai găsesc aptychii considerate ca aparținînd tithonianului superior. În nivelul cu *Berriasella* se constată de fapt o abundență de *Calpionella elliptica* Cad. și *C. alpina* Lor. De reținut este că apare însă și *Tintinnopsella carpathica*.

Valanginian-hauterivian, subdiviziuni ale cretacicului inferior, sînt reprezentate în general prin așa-numitele „calcare litografice". De la calcarele berriasiene se trece gradat la calcare albe, ușor gălbui, foarte fine, cu aspect sublitografic. În spărtură proaspătă se observă adeseori lame alburii. Aceste calcare stratificate în bancuri decimetrice, uneori cu intercalații ușor marnoase, de grosimi centimetrice, sînt ușor diaclazate și prezintă totdeauna accidente silicioase. Aceste accidente au aspecte variate, cu contur în general neregulat, îmbrăcînd forme concreționare curioase. Alteori, se prezintă în bancuri stratiforme luînd aspecte de jaspuri de culoare vînătă, cu grosimi care în mod excepțional pot atinge 40 cm. Aceste accidente stratiforme sînt bogate în radiolari. Celelalte accidente silicioase, care au contur neregulat, au în general culoare negricioasă, sînt sărace sau lipsite de radiolari. Adeseori în calcarele sublitografice se găsesc concrețiuni de marcasit sau limonit.

Către partea superioară aceste calcare capătă nuanțe mai închise, devin mai negricioase, sînt mai diaclazate, au accidente silicioase mai puține și, treptat, apar intercalații marnoase. Sub aspectul descris mai sus acest orizont este bine dezvoltat între pîrîul Iardumovacia și Vodîniski. Partea lor bazală — respectiv calcarele albicioase — este bine reprezentată în sinclinalul Greben. Deosebirea dintre nivelul calcarelor albicioase și cel superior al calcarelor negricioase este evidentă pe valea Sirinei și în special pe pîrîul Bela Reca.

Elementele macrofaunistice sînt, am putea spune, puțin cunoscute pînă în prezent, totuși suficiente pentru a putea trage unele concluzii de ordin stratigrafic. Așa de exemplu, la circa 20—30 m deasupra nivelului cu *Berriasella*, Gr. Răileanu a recoltat un exemplar de *Duvalia dilatata* Blainville. De asemenea din nivelul calcarelor albe sublitografice au fost recoltate (14), (15) *Pygope diphioides* Pict. și *P. triangulus* Lamk. Din nivelul calcarelor negricioase a fost recoltat *Phyllopachyceras infundibulum* d'Orb. Au mai fost citate (14), (15) *Hoplites splendens* Sow., *Holcostephanus* (*Astieris*) *asterianus* d'Orb., *Crioceras* sp., apoi cîteva forme de *Aptychus*, de *Belemites*, *Terebratula* și *Rhynchonella*. De aici s-a tras concluzia că orizontul calcarelor sublitografice reprezintă valanginianul și hauterivianul.

Analiza micropaleontologică prezintă următoarea asociație :

— În nivelele inferioare ale calcarelor sublitografice albe, imediat peste prima erupție importantă de radiolari și tintinnide apar foarte rar *Calpionella alpina* Lorenz și *C. elliptica* Cadisch, în schimb sînt foarte frecvente *Tintinnopsella longa* (Colom), *T. carpathica* (Murg. et Fil.) și *T. cadischiana* Colom, dintre alge, zoospori de *Globochaeta alpina* Lomb., din grupul *Incertae Sedis* — *Stomiosphaera molucana* Wanner și rare exemplare de radiolari.

— În nivelele superioare ale calcarelor sublitografice pînă la limita cu marnele stratelor de Sviniţa se găsesc foarte frecvent forme de *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Fil.), *T. longa* (Colom) şi mai rar exemplare de *T. oblonga*, *T. cadischiana*; au mai fost găsite *Calpionellopsis simplex* Colom, *C. thalmani* (Colom), *Steneosemellopsis hispanica* (Colom), rare exemplare de *Nannoconus* (*Nannoconus* cf. *steinmanni*). După felul în care se găsesc grupate aceste asociaţii se poate afirma că nivelul inferior de calcare sublitografice, în care nu se mai găsesc asociate formele de *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch dar apar frecvent formele de tintinnide (*T. longa*, *T. carpathica*, *T. cadischiana*), să reprezinte limita berriasian-valanginian, mai ales că acestea se situează sub nivelul în care a fost găsită *Duvalia dilatata*. În aceste calcare a mai fost recoltat un fragment nedeterminabil specific de *Berriasella*. Restul calcarelor sublitografice cu asociaţia *Tintinnopsella carpathica*, *T. longa*, *T. oblonga* aparţin valanginianului şi hauterivianului.

Barremianul, în zona Sviniţa, apare sigur numai în depozite care se găsesc în împrejurimile satului Sviniţa. În calcarele negricioase sublitografice hauteriviene se intercalează, la partea lor superioară, nivele marnoase trecîndu-se astfel treptat la cunoscutele marne barremiene (pe care este clădit satul Sviniţa). În ansamblu, barremianul este reprezentat aici prin marne calcaroase vinete-albicioase sau gălbui cînd sînt alterate sau vinete-albăstrui în spărtură proaspătă. În general sînt compacte şi numai prin lovire cu ciocanul pe suprafaţa de stratificaţie se desfac în plăci. Adeseori prezintă piritizări, precum şi impresiuni de alge. Fauna, destul de bogată, a fost descrisă pentru prima dată de E. Tietze, completată de F. Schafarzik şi apoi revizuită de V. Uhlig şi W. Kilian (citaţi după (14)). Ulterior, s-a făcut o nouă revizuire şi completare a acestei faune de către Gr. Răileanu (14), (15), cu ocazia tezei de doctorat, care prezenta următoarea listă de forme :

Silesites seranonis d'Orb.
Thysanolytoceras subfimbriatum d'Orb.
Protetragonites crebisulcatum Uhl.
Lytoceras raricinctum Uhl.
Lytoceras phestus Math.
Lytoceras sp.
Macroscaphytes yvani Puz.
Macroscaphytes yvani var. *stratosulcata* d'Orb.
Macroscaphytes cf. *yvani* Puz.
Crioceras duvali Lev.
Hamulina sp.
Desmoceras (*Melchiorites*) *melchiorites* Ttz.
Desmoceras striatostoma Uhl.
Desmoceras nabdalsa Sayn
Desmoceras aff. *subdificile* Kar.
Desmoceras (*Barremites*) *dificile* d'Orb.
Uhligella sequenze Coq.
Uhligella aff. *impresa* d'Orb.

Ancyloceras brevis d'Orb.
Bochianites (*Baculites*) cf. *neocomiensis* d'Orb.
Toxoceras cf. *requieni* d'Orb.
Phylloceras barborense Coq.
Phylloceras thetys d'Orb.
Phyllopachyceras infundibulum d'Orb.

Studiul acestei macrofaune a fost reluat de noi și este în curs de revizuire.

Totuși sîntem în măsură să semnalăm cîteva forme în plus față de ceea ce se cunoștea:

Phylloceras ponticuli Rooss
Lythoceras dessfimbriatum Uhlig
Crioceras cf. *sexangulatum* Kar.
Desmoceras choninei d'Orb.
Hamulina cf. *picteti* Eich.

Se pot constata două nivele faunistice mai importante: unul în bază cu *Ancyloceras* și altul superior cu *Macroscaphytes*. Analiza micropaleontologică a acestor formațiuni a pus în evidență o bogată faună de foraminifere.

Această microfaună este reprezentată prin:

Hedebergella sp.
Ammodiscus incertus d'Orb.
Vidalina sp.cf. *V. hispanica* Schlumb.
Marsonella oxycona (Reuss)
Rectoglandulina mutabilis (Reuss)
Rectoglandulina tenuis Bronemann
Lenticulina (*L.*) *oachensis* (Sigal)
Lenticulina (*L.*) *cultrata* (Monfort)
Lenticulina crepidularis (Roemer)
Lenticulina (*L.*) *reticulosa* (Ten Dam)
Lenticulina (*L.*) *macrodisca* (Reuss)
Lenticulina (*L.*) *münsteri* (Roemer)
Lenticulina (*Astracolus*) *schlönbachi* (Reuss)
Lenticulina (*Marginulina*) *elongata* d'Orb.
Lenticulina (*Saracenaria*) *bronii* (Roemer)
Lenticulina (*L.*) *eichembergi* Bartensteind
Nodosaria sp.
Frondicularia cf. *gaultina* Reuss
Trocholina sp.
diverse tipuri de ostracode,
radiolari (*Caenosphaera* sp., *Conosphaera* sp.),
prisme de inocerami și protoconcii de ammoniți.

CONSIDERAȚII DE ORDIN PALEONTOLOGIC

Microfaciesurile cretacicului inferior au făcut obiectul multor studii în țară și în străinătate — dată fiind importanța acestora pentru stabilirea vîrstelor și a succesiunii stratigrafice, tintinnidele jucînd rolul cel mai important mai ales în lipsa unei macrofaune caracteristice.

Din studiul microfaciesurilor cretacicului inferior de la Svinița am putut stabili mai multe fapte : mai întîi în partea inferioară, în cuprinsul tithonicului superior și al seriei de trecere spre cretacicul inferior, se constată prezența unui microfacies foarte bogat în alge vermiculare, globochaete, stomiosphaere și foarte rare tintinnide. O dată cu schimbarea de facies și trecerea spre calcarele fine litografice, algele dispar complet, iar în locul lor apar tintinnidele și radiolarii, care se vor menține pînă în barremian iar radiolarii și în barremian.

Relevăm de asemenea dispariția completă a tintinnidelor în barremianul inferior (în zona cu *Ancyloceras*) , dispariție care poate fi legată de schimbarea de facies — trecerea spre marno-calcare și marne.

În legătură cu frecvența tintinnidelor am întocmit o diagramă în care pe ordonată am trecut coloana stratigrafică, iar pe abscisă o valoare α ce rezultă din raportul n/N în care :

n = numărul de indivizi aparținînd unei specii ;

N = numărul total de indivizi determinabili pe o secțiune.

CONCLUZII

Studiul comparativ al microfaunei și al macrofaunei din formațiunile cretacice inferioare din zona Svinița considerăm că ne poate duce la concluzii foarte interesante din punct de vedere stratigrafic. Aceste concluzii ne par cu atît mai importante cu cît regiunea respectivă permite colectarea microfaunei, pe nivele macrofaunistice destul de bine precizate.

Un prim fapt, esențial, este acela al succesiunii stratigrafice a tintinnidelor. Încă din tithonicul superior (nivelele de calcare fine cu *Berriasella richteri*, *Virgatosphynctes transitorius*) se remarcă prezența speciilor *Calpionella alpina* și *C. elliptica*.

În berriasian, în nivelul cu *Berriasella pontica* și *B. boissieri* se găsește frecvent asociația de *Calpionella alpina*, *C. elliptica* și apare *Tintinnopsella carpathica*.

În baza valanginianului unde se găsește *Duvalia dilatata*, se mai găsesc rar speciile de *Calpionella alpina* și *C. elliptica* și foarte frecvent tintinnopselle (*T. carpathica*, *T. longa*, *T. cadischiana*).

În restul valangianianului și hauterivianului, alături de speciile de *Tintinopsella* de mai sus, apare *Tintinnopsella oblonga* precum și din grupul *Incerte Sedis* : *Stenmiosphaera molucana* și *Nannoconus* cf. *steinmanni*.

Calpionella alpina apare din tithonic și continuă pînă în berriasian însă în asociație cu alte specii. În berriasian la *Calpionella elliptica*, care persistă, se adaugă și *Tintinnopsella carpathica*. În valanginianul inferior, la formele citate mai sus, se adaugă *Tintinnopsella longa* și *T. cadischiana*. În valanginianul superior și hauterivian nu se mai găsesc formele de cal-

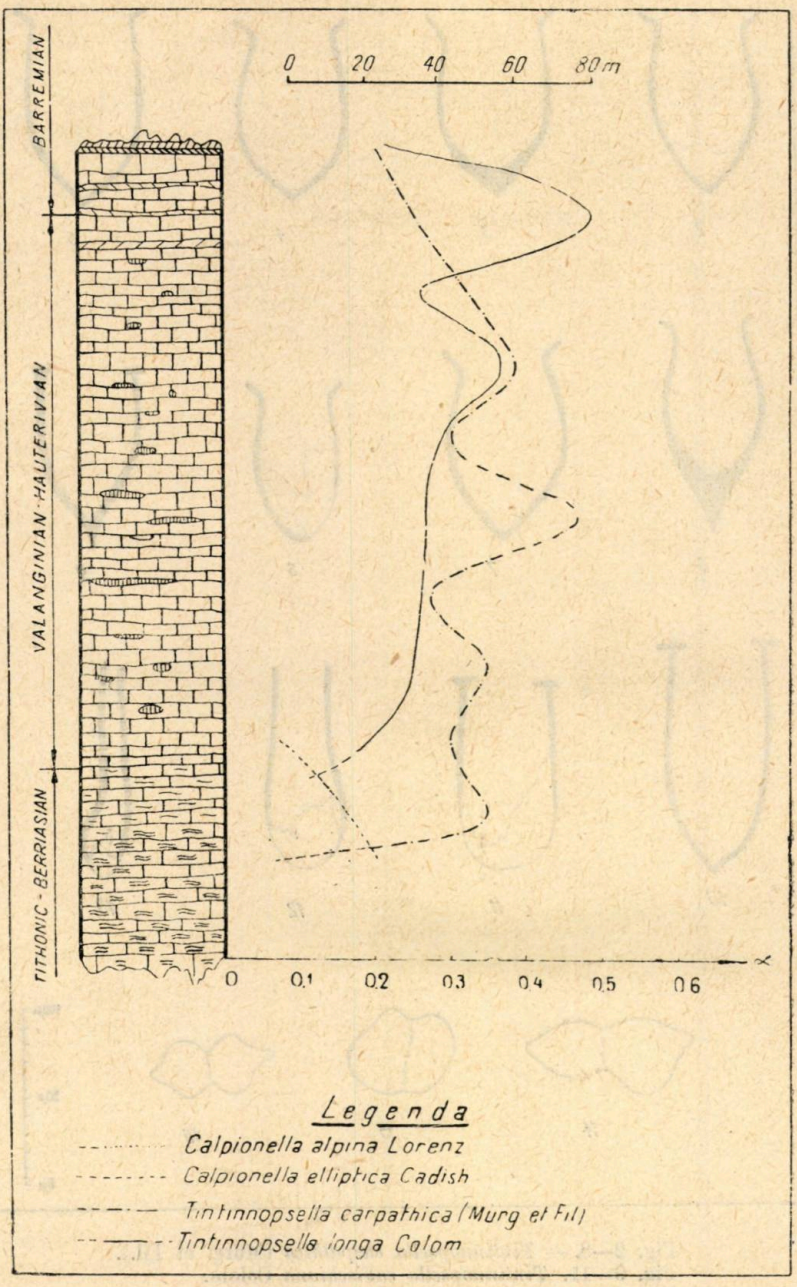


Fig. 1. — Diagrama frecvenței relative a tintinnidelor în cretacicul inferior de la Svinița.

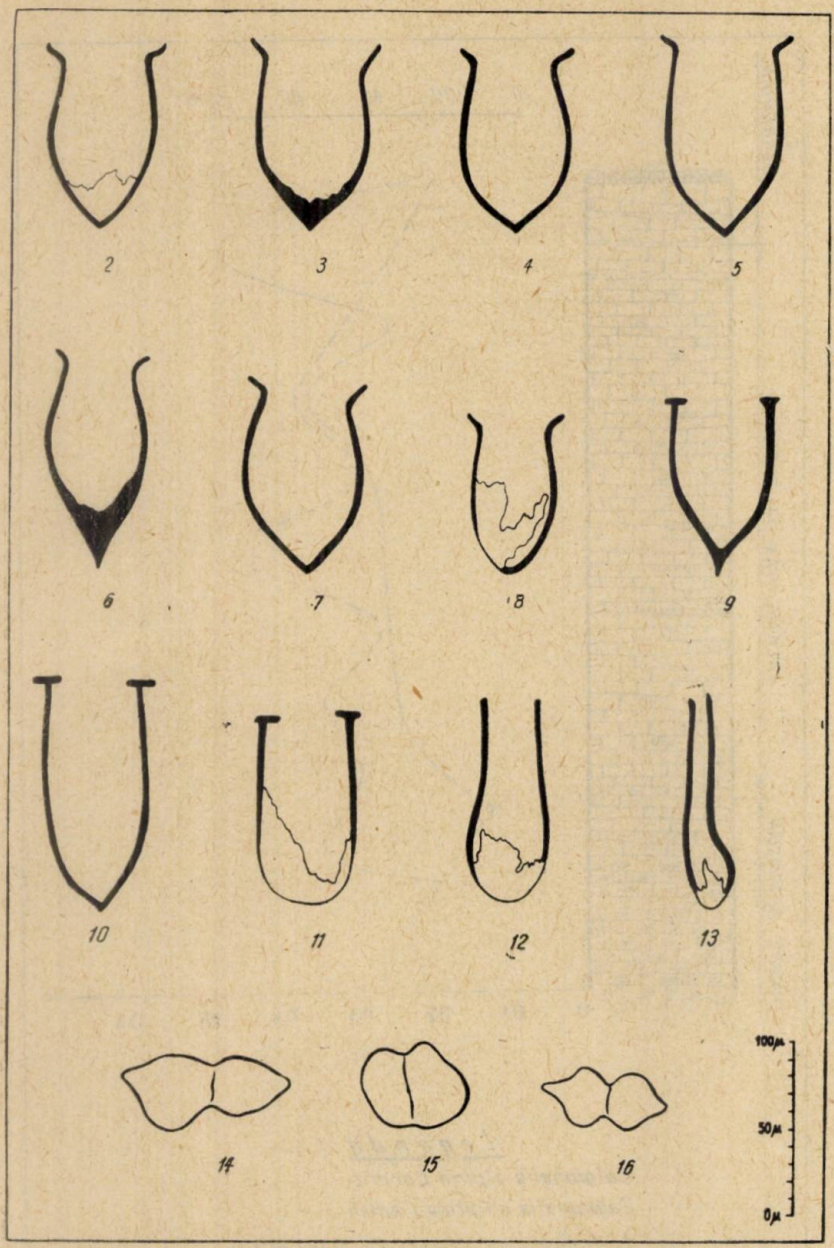


Fig. 2—8. — *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Fil.).
Fig. 9—11. *Tintinnopsella cadischiana* Colom.
Fig. 12. — *Tintinnopsella oblonga* Cadisch.
Fig. 13. — *Tintinnopsella* cf. *oblonga* Cadisch.
Fig. 14—16. — Diverse tipuri de globochete.

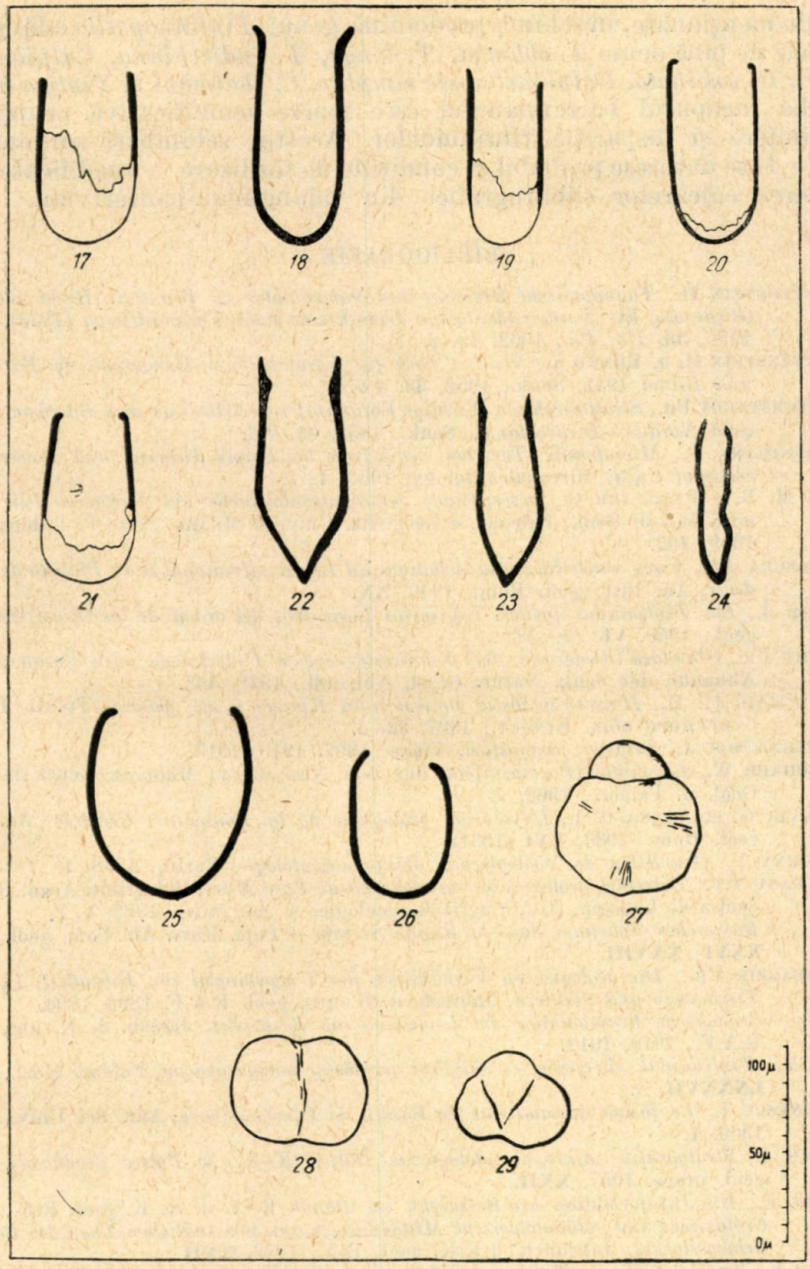


Fig. 17—19. — *Tintinnopsella longa* (Colom).
Fig. 20 și 21. — *Calpionellopsis simplex* (Colom).
Fig. 22 și 23. — *Calpionellopsis thalmani* (Colom).
Fig. 24. — *Tintinnina* (?).
Fig. 25 și 26. — *Stenosemellopsis hispanica* (Colom).
Fig. 27—29. — Diverse tipuri de globochete.

pionelle menţionate, în schimb predomină genul *Tintinnopsella* adăugîndu-se la cele de pînă acum *T. oblonga*, *T. longa*, *T. cadischiana*, *Calpionellites darderi*, *C. uncinata*, *Calpionellopsis simplex*, *C. thalmani* şi *Tintinnina* sp.

La începutul barremianului este foarte semnificativă erupţia de foraminifere şi dispariţia tintinnidelor. Acestor schimbări survenite în litologie li se datoresc probabil şi condiţiile de fosilizare — modificate după depunerea calcarelor sublitografice din valanginian-hauterivian.

BIBLIOGRAFIE

1. Bartenstein H., *Taxonomische Revision und Nomenklator zu Franz E. Hecht Standard-Gliederung der Nordwestdeutschen Unterkreide nach Foraminiferen (1938)*, Senk., 1952, **33**, *1/3*, *4/5*; 1962, **43**, *2*.
2. Bartenstein H. u. Brand E., *Nomina nova für Foraminiferen-Homonyme zu Bartenstein und Brand 1951*, Senk., 1952, **33**, *4/6*.
3. Bettenstaedt Fr., *Stratigraphisch Wichtige Foraminiferen-Arten aus dem Barrême vorwiegend Nordwest-Deutschlands*, Senk., 1952, **33**, *4/6*.
4. Bronnimann P., *Microfossils Incertae Sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba*, Micropaleontology, 1955, **1**, *1*.
5. Cita M. B. e Pasquare G., *Osservazioni micropaleontologiche sul Cretaceo delle Dolomiti*, Ins. di Geol., Paleont. e Geog. fiz. Univ. di Milano, Serie P. Publicazione, 1959, *102*.
6. Codarcea Al., *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinţi*, An. Inst. geol. Rom., 1940, **XX**.
7. Colom J., *Los Tintinnidos fosiles. Infusorios Loricatdos del orden de los Oligotricoe*, Est. geol., 1950, **VI**, *11—12*.
8. Hecht Fr., *Standard-Gliederung der Nordwestdeutschen Unterkreide nach Foraminiferen*, Abhandl. der Senk. Natur. Gesel. Abhandl., 1938, 443.
9. Каракаш Н. И., *Нижнемеловые отложения Крыма и их фауна*, Тр. С. Петербургского общ. Естест., 1907, **32**, *5*.
10. Kudernatsch J., *Lethaea geognostica*, Viena, 1907, 1910, 1913.
11. Leischaer W., *Lagenidae (Foraminifera) aus dem Neokom von Mallorca*, Neues Jahrb. f. Geol. u. Paläon., 1962, *4*.
12. Macovei G. et Atanasiu I., *L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacée* An. Inst. geol. Rom., 1933, **XVI** (1931).
13. Pokorny V., *Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie*, Berlin, 1958, **1**.
14. Răileanu Gr., *Cercetări geologice în regiunea Svinița-Fața Mare*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de biologie, ştiinţe agricole, geologice şi geografice, 1953, **V**, *2*.
15. — *Recherches géologique dans la Région Svinița — Fața Mare*, An. Com. geol., 1959. **XXVI—XXVIII**.
16. Schafarzik Fr., *Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Eibenthal, Ujbanya Tiszoviecza und Svinicza*, Jahresb. d. K. ung. geol. R.A.F. 1892, 1894.
17. — *Geologische Reambulation der Ungebung von Berszaska*, Jaresb. d. K. ung. geol. R.A.F., 1910, 1912.
18. Sido M., *Tintinnidak elterjedése és rétegtani jelenösége magyarozágon*, Földani Közl., 1957, **LXXXVII**, *3*.
19. Simionescu I., *La faune néocomienne du Bassin de Dîmbovicioara*, Ann. Sci. Univ. Jassy, 1900, **1**.
20. Sztejn I., *Stratygrafia mikropaleontologiczna Daljen Kredy, w Polscé Srodkowej*, Inst. geol. prace, 1957, **XXII**.
21. Tietze E., *Die Juraformation bei Bersaszka im Banat*, Berh. d. K. K. geol. R.A., 1870.
22. — *Geologische und paläontologische Mittheilungen aus dem sudlichen Theil des Banater Gebirgsstockes*, Jahrbuch, d.K.K. geol. R.A., 1872, **XXII**.
23. Uhlig V., *Zur Kenntnis der Malm und Tithonstufe in der Umgebung von steierdorf im Banat*, Verh. d.K.K. geol. R.A. Wien, 1881.

Institutul de geologie şi geografie al Academiei R.P.R.

Primită în redacţie la 19 noiembrie 1963.

IVIRI NOI DE VRACONIAN-CENOMANIAN ÎN ZONA CONGLOMERATELOR DE CIUCAȘ—ZĂGANU

DE

MIHAI ȘTEFĂNESCU și MARINA ZAMFIRESCU

55 (05)

Domeniul conglomeratelor din Ciucaș — Zăganu a suscitat interesul cercetării geologice datorită în primul rînd klippelor de calcar recifal din baza conglomeratelor, deosebit de sugestive pentru a se bănui aici un important șariaj, și în al doilea rînd pentru că această imensă masă de depozite, lipsită de faună și fără continuitate laterală evidentă cu depozite de vîrstă cunoscută, să poată fi încadrată stratigrafic.

Într-adevăr, L. Mrazec și I. P. Voitești (9), încă din 1914, au susținut că ivirile de calcare din baza conglomeratelor de Zăganu, considerate de vîrstă tithonică, s-ar găsi — împreună cu aceste conglomerate — în poziție anormală peste flișul cretacic, formînd „pînza conglomeratelor de Bucegi".

Aceste calcare au fost interpretate și de D. M. Preda (15) drept klippe tectonice de jurasic în baza unei mari pînze (pînza moldavă) pe care ar forma-o conglomeratele de Ciucaș și cele de Ceahlău.

M. G. Filipescu (3) a demonstrat, aducînd și argumente paleontologice, că vîrsta calcarelor de la baza conglomeratelor de Ciucaș — Zăganu, respectiv a celor din valea Agrișului și din Culmea Pojiile, este barremian-apțiană, reprezentînd un facies recifal (urgonian). Autorul mai susține că atît conglomeratele de Zăganu cît și calcarele urgoniene — puternic înrădăcinate — din zona acestora se găsesc *in situ*, iar nici de cum sub forma unei pînze de șariaj.

După M. G. Filipescu, vîrsta conglomeratelor de Zăganu este albian-cenomaniană. Sub aceste conglomerate, autorul menționează depozite marno-gresoase — conglomeratice, reprezentînd apțian-albianul, depuse în depresiunile reliefului carstic al calcarelor.

Ulterior, M. G. Filipescu (4) admite că conglomeratele de Zăganu caracterizează o subzonă internă a flișului cretacic al pînzei interne, separată printr-o linie de încălecare de o subzonă externă lipsită de conglomerate.

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie, t. 9 nr. 1 p. 61—72 București 1964

În regiunea care face obiectul prezentei note această linie este trasată pe Buzău, în faţa conglomeratelor şi se continuă la SV de Teleajen coincizînd cu marginea internă a sinclinalului de cretacic superior din zona Măgura Nebunii — Pridvarea — Boncuţa.

Gr. Popescu (14) aduce o altă interpretare geologică privind conglomeratele de Ciucaş — Zăganu şi substratul acestora în regiunea Bratocea — Cheia — Zăganu — Boncuţa. Autorul separă aici o unitate în pînză pe care o denumeşte „pînza de Bratocea" fundamentînd interpretarea dată atît din punct de vedere stratigrafic cît şi cartografic.

După ce ajunge la concluzia că conglomeratele de Zăganu, cu lentile de calcare în bază, nu se situează tectonic peste substratul lor format din apţian şi din strate de Comarnic (barremian) ci, dimpotrivă, se dezvoltă în continuitate de sedimentare peste acesta, pune în evidenţă un plan de şariaj situat mai jos, la baza stratelor de Comarnic. Lentilele de calcar se situează în această regiune în partea inferioară a conglomeratelor, avînd atît în acoperiş cît şi în pat conglomerate şi sînt considerate ca klippe provenite din distrugerea aproape contemporană a unor recifi urgonieni. Pînza de Bratocea se dezvoltă numai din valea Teleajenului spre NE, linia ei de încălecare coincizînd în această direcţie aproximativ cu dislocaţia trasată de M. G. Filipescu între cele două subzone (digitaţii) ale pînzei interne. Chiar în versantul stîng al Teleajenului, de la valea Pridvarea pînă în depresiunea de la Cheia, linia de şariaj a pînzei de Bratocea se retrage spre N, urmărindu-se cartografic pînă în zona ei de amorsare din pasul Bratocea, astfel încît pînza nu se mai continuă spre SE de Teleajen. În alcătuirea pînzei de Bratocea intră astfel, în succesiune, stratele de Comarnic (barremiene), depozite de fliş apţiene şi conglomerate de Zăganu atribuite albianului, trecînd şi în apţianul superior.

Din baza seriei cu gresii feruginoase (apţian) menţionează *Macroscaphites yvani* d'Orb. găsit la Babarunca, care indică vîrsta barremian superior-apţian inferior.

Discordant peste depozitele pînzei, respectiv peste gresiile apţianului, Gr. Popescu separă un petic de depozite vraconian-cenomaniene (serie de Dumbrăvioara) cu *Kosmatella* sp. şi *Aucellina*, dezvoltat în Culmea Cămăşii. Pe această bază limitează la albian, spre deosebire de alţi autori, vîrsta conglomeratelor de Zăganu din pînza de Bratocea.

Ulterior, M. G. Filipescu şi Gh. Iliescu (6) menţionează de pe valea Popii (la S de satul Teliu) marne cenuşii cenomaniene cu *Neohibolites ultimus*, *Rotalipora appenninica* şi *Globotruncana renzi*, stînd peste conglomeratele de Zăganu. Aceste depozite reprezintă, credem, a doua ivire de vraconian-cenomanian în faciesul seriei de Dumbrăvioara, transgresiv peste conglomeratele de Zăganu din pînza de Bratocea. Mai tîrziu, în *Ghidul excursiilor* (7), acestor depozite li se dă o interpretare mai puţin verosimilă, fiind figurate ca apărînd în fereastră, de sub unitatea pînzei de Bratocea („digitaţia superioară a pînzei interne" care, în *Ghidul excursiilor*, devine „pînza internă superioară").

G. Murgeanu şi D. Patrulius (12) aduc date importante stratigrafice privind problema klippelor de calcar din baza conglomeratelor de Ciucaş — Zăganu şi a depozitelor inferioare acestora, în regiunea de la

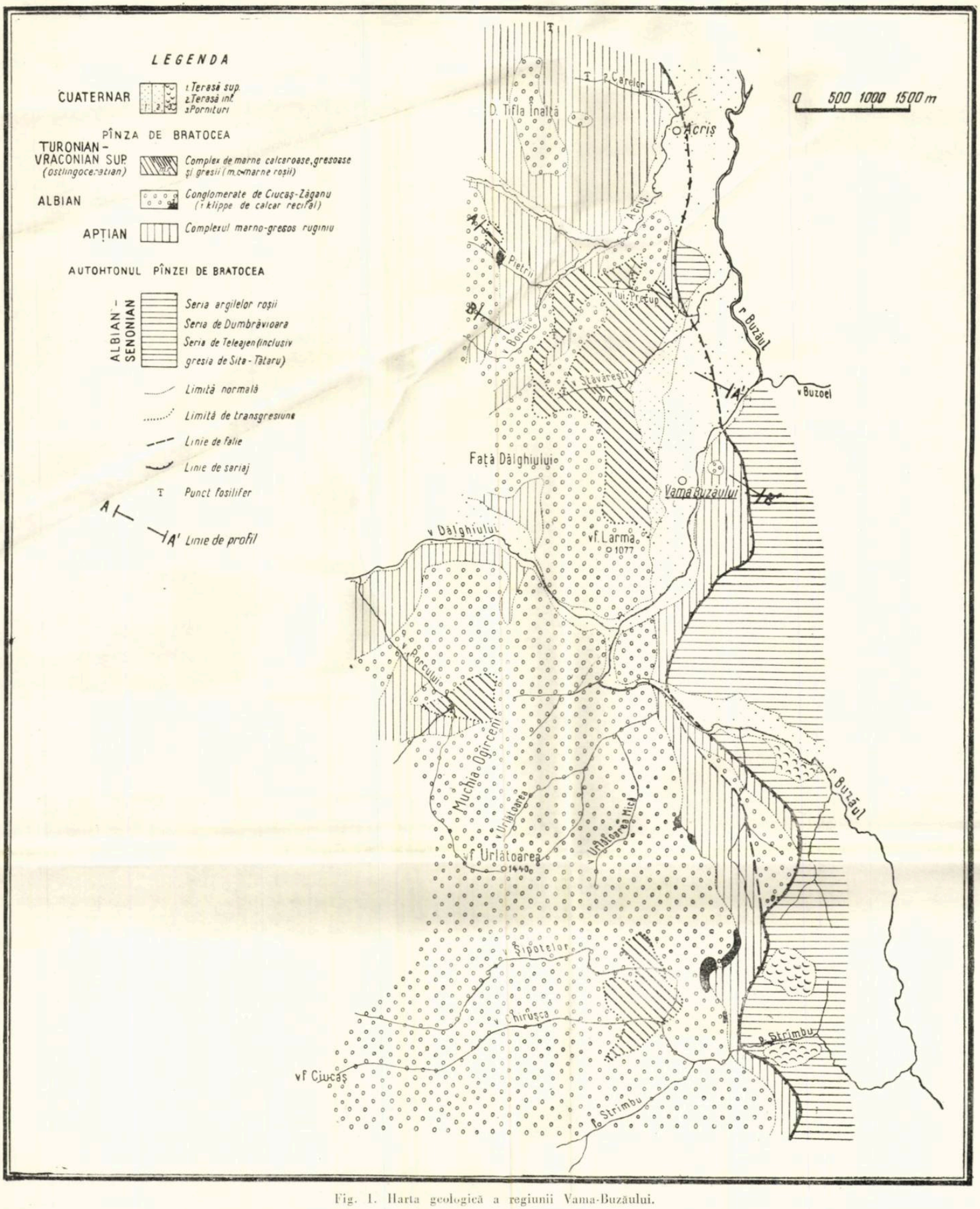
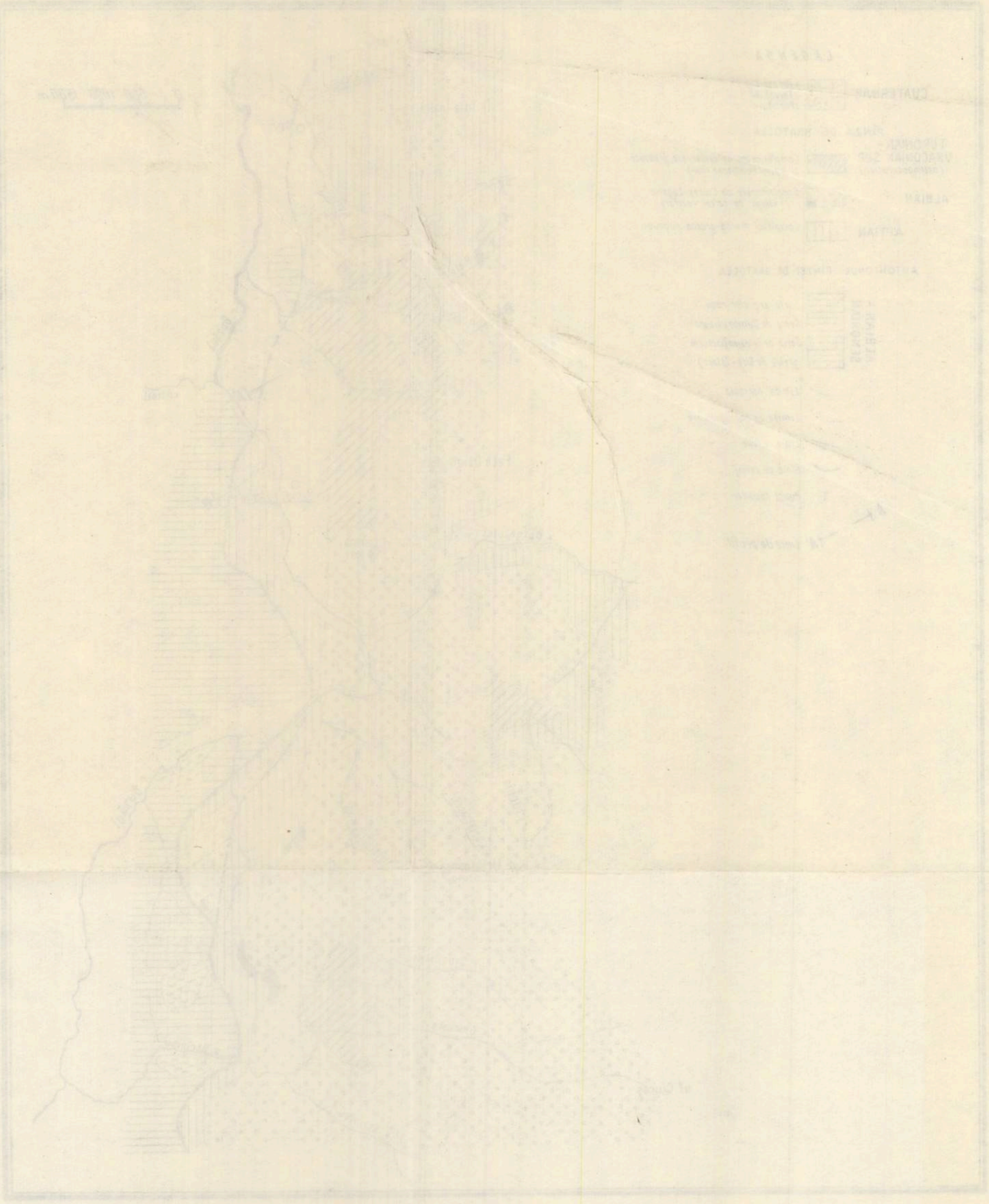


Fig. 1. Harta geologică a regiunii Vama-Buzăului.



vest de Bratocea şi de muntele Ciucaş. Peste stratele de Sinaia, în partea lor de est, separă „complexul marno-gresos ruginiu" care se dezvoltă pe o grosime mare pînă în baza conglomeratelor din pasul Bratocea — Ciucaş. În baza acestui complex, se citează de la Babarunca *Macroscaphites yvani* d'Orb. indicînd barremianul superior. Spre partea lui superioară se dezvoltă un nivel subţire de conglomerate şi cu klippe de calcar, cu alga *Chaetetopsiszonata* Patrulius. În acest nivel se situează şi calcarul din Tesla, autorii denumind acest nivel „orizontul Teslei". La partea cu totul superioară a complexului ruginiu urmează masa principală a conglomeratelor din Ciucaş, cărora li se atribuie vîrsta albiană, baza lor, cu klippe de calcar, coborînd pînă în apţian. Complexul marno-gresos ruginiu reprezintă barremian-apţianul.

În ceea ce priveşte sectorul cercetat de autorii prezentei note menţionăm că extremitatea de nord a acestuia (la N de valea Acrişului) este cuprinsă în harta geologică publicată de I. Marinescu în 1957 (8). Autorul figurează aici, ca formînd unitatea vest-internă (pînza de Bratocea), o serie de depozite de vîrstă barremian-apţiană în care distinge : un complex marno-gresos, strate de Comarnic şi calcare recifale. Din complexul marno-gresos se citează : *Orbitolina conoidea* şi *O. lenticularis*.

Deasupra complexului marno-gresos sînt figurate mai multe petice de conglomerate, reprezentînd conglomeratele de Ciucaş — Zăganu, cărora I. Marinescu le atribuie aceeaşi vîrstă albiană ca şi unii cercetători anteriori (8) [1].

★

Cercetările noastre privesc prelungirea nordică a zonei conglomeratelor de Ciucaş — Zăganu, şi anume regiunea de la vest de Vama-Buzăului, cuprinsă între pîrîul Strîmbu la S şi pîrîul Carelor la N (afluenţi pe stînga ai Buzăului) (fig. 1).

Din punct de vedere geologic, atît pe harta Comitetului geologic la scara 1 : 100 000 (foile Cheia şi Braşov), cît şi pe harta publicată în *Ghidul excursiilor* (7), în această regiune este figurată continuarea pînzei de Bratocea alcătuită din aceleaşi formaţiuni ca în regiunea Teleajen — Zăganu, de unde a fost descrisă, mai puţin stratele de Comarnic.

Cercetările efectuate de autori asupra depozitelor pînzei de Bratocea în regiunea de la vest de Vama-Buzăului aduc unele date noi de ordin stratigrafic şi mai ales de ordin paleontologic care pot contura mai bine alcătuirea geologică a acestei regiuni.

În regiunea menţionată au fost separate de autori următoarele complexe litologice (fig. 2) :

A. Un complex marno-gresos ruginiu (apţian).

B. Conglomerate de Ciucaş — Zăganu (albian).

C. Un complex de marne calcaroase şi gresii cu faună vraconiană.

[1] Pentru preţioasele îndrumări primite, autorii mulţumesc călduros pe această cale geologului Gr. Popescu.

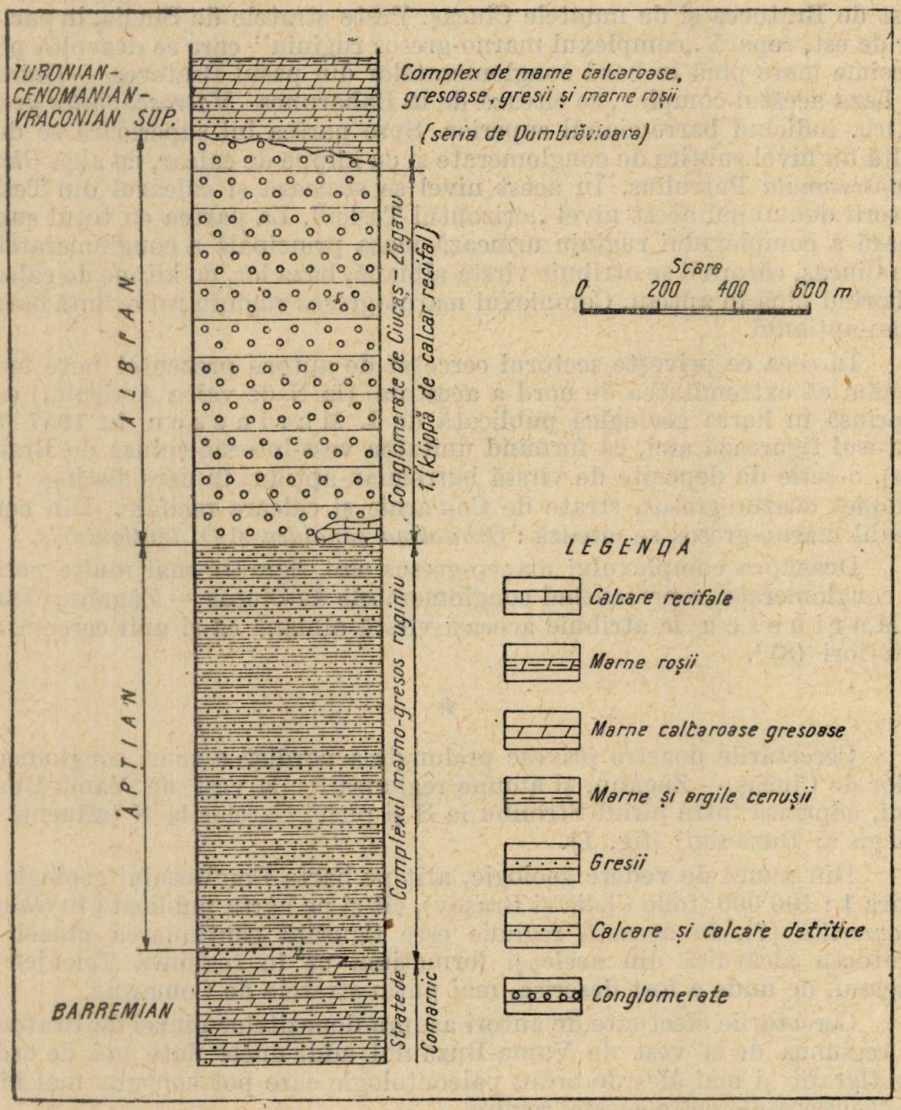


Fig. 2. — Coloana stratigrafică sintetică a depozitelor din pînza de Bratocea.

A. COMPEXUL MARNO-GRESOS RUGINIU

Acest complex reprezintă formațiunea cea mai veche și totodată termenul stratigrafic inferior al pînzei de Bratocea prin care aceasta ia contact la exterior cu depozitele cretacic superioare ale parautohtonului (pînza internă inferioară).

Alcătuirea litologică a acestui complex este caracterizată de : gresii a 3—10 cm grosime, dure, calcaroase, cenușii, cu aureolă ruginie de alterație pe capetele de strat și care conțin plante incarbonizate ; marne micacee, cenușii, în care se intercalează uneori marne sideritice cenușii-gălbui ; gresii mai groase, uneori metrice, dure, calcaroase, cenușii în spărtură proaspătă, ușor gălbui pe suprafețele expuse alterației, care apar numai în unele profile și se situează spre partea superioară a complexului.

Grosimea vizibilă a complexului ruginiu între linia de încălecare a pînzei de Bratocea și conglomeratele de Zăganu este în regiunea cartată de aproximativ 400 m.

Complexul de strate descris corespunde litologic și stratigrafic cu seria de marne și gresii calcaroase, feruginoase, separată de Gr. Popescu (14) în continuare, spre SV de Boncuța și mai departe cu complexul marno-gresos ruginiu separat de G. Murgeanu și D. Patrulius (12), dincolo de pasul Bratocea, motiv pentru care am și păstrat aceeași denumire.

Din complexul marno-gresos ruginiu am recoltat pe pîrîul Carelor numeroase forme de *Orbitolina conoidea* Gross și *O. discoidea* Gross.

La N de acest punct, pe un afluent drept al văii Brădetului, autorii au colectat, dintr-o marnă brecioasă, o faună conținînd *Orbitolina conoidea* Gross, *O. discoidea* Gross, impresiuni de *Deshayesites* și un fragment de *Pseudobelus bipartitus* d'Orb [2].

Această asociație indică în ansamblu vîrsta apțiană. Prezența formei *Deshayesites* constituie o indicație mai precisă, punînd în evidență că apțianul inferior este cuprins în complexul marno-gresos ruginiu.

Fauna citată provine dintr-un nivel situat la aproximativ 100 m sub baza conglomeratelor de Ciucaș — Zăganu, ceea ce ne determină să presupunem că în acest interval ar mai putea fi reprezentat apțianul mediu (gargasian), eventual o parte a apțianului superior (clansayesian), însă nu albianul.

Prezența genului *Deshayesites* (sub numele *Parahoplites borowae*) a mai fost semnalat din ivirile de apțian marno-gresos de la Comarnic (14), precum și în complexul greso-marnos care formează în regiunea Sinaia—Moroeni substratul conglomeratelor de Bucegi, depozitele respective fiind atribuite de asemenea apțianului (11).

Pe baza formelor fosile menționate autorii atribuie complexului marno-gresos ruginiu vîrsta apțiană.

Totodată ei fac o rezervă cu privire la prezența albianului în același complex, așa cum a fost susținut în *Ghidul excursiilor* (7) pentru regiunea situată imediat la nord. În lucrarea citată se arată (p. 22) că flișul care suportă conglomeratele de Ciucaș — Zăganu este de vîrstă apțian superior-albian mediu, menționîndu-se o faună care provine nu însă din acest sector, ci din Munții Bodocului. După cum s-a arătat mai sus, vîrsta apțian superior-albian mediu, pentru flișul marno-gresos ruginiu, în care apare *Deshayesites* la 100 m sub baza conglomeratelor, nu poate fi susținută.

[2] Formele de cefalopode au fost determinate de D. Patrulius căruia îi aducem mulțumiri pe această cale.

B. CONGLOMERATELE DE CIUCAŞ—ZĂGANU

Peste complexul marno-gresos ruginiu urmează masa de conglomerate care formează Masivul Ciucaş, avînd o grosime stratigrafică de circa 700 m. Acestea sînt conglomerate poligene, de tipul conglomeratelor de Bucegi, cu elemente variind între 1 şi 100 cm diametru, media fiind în jur de 5 cm. În succesiunea uniformă de bancuri groase de conglomerate se intercalează uneori gresii micacee a 0,30—1 m grosime, dezvoltate lenticular. Mai rar se remarcă şi o structură diagonală în conglomerate marcată de benzi de gresii care se dispun oblic faţă de planele de stratificaţie (valea Şipotelor).

În baza conglomeratelor, de-a lungul limitei lor estice, se înşiră klippe de calcar recifal ale căror dimensiuni variază de la cîteva zeci de metri la 600—700 m. Din klippa de la valea Pietrii şi cea de la N de valea Strîmbu am recoltat cîteva exemplare de corali.

La o examinare mai detaliată a profilelor din baza conglomeratelor s-au putut observa numeroase blocuri de calcar, de tipul calcarelor din klippe, avînd dimensiuni în jur de $1m^3$, care sînt înglobate ca elemente în conglomerate. Ne punem întrebarea dacă klippele mari de calcare nu reprezintă de asemenea mari lambouri, desprinse din corpul unor recifi şi încorporate în depozitele detritice eocretacice.

În orice caz ele se situează (14), (12) în intervalul care cuprinde partea superioară a complexului ruginiu şi baza conglomeratelor de Ciucaş — Zăganu.

Dacă ţinem seama, pe de o parte, de interpretarea admisă în general, că aceste klippe de calcar reprezintă recifi în loc, dezvoltaţi la un anumit nivel (12), sau cel mult fragmente provenite din distrugerea aproape contemporană a unor recifi (14) şi, pe de altă parte, de vîrsta lor datată paleontologic ca urgoniană, reiese că ele constituie un indiciu pentru vîrsta apţian superior, cel mult albian inferior, a bazei conglomeratelor de Ciucaş — Zăganu.

Pe baza poziţiei lor stratigrafice, peste complexul ruginiu cu *Deshayesites*, conglomeratelor de Ciucaş — Zăganu le revine vîrsta albiană baza lor situîndu-se, probabil în apţianul superior.

Prezenţa albianului inferior este semnalată (7) imediat sub masa conglomeratelor din Masivul Bucegi unde s-a recoltat pe valea Jepilor, *Leymeriella* sp. (aff. *L. revili* Jacob) într-un nivel de fliş în care se găsesc intercalate bancuri de conglomerate (D. P a t r u l i u s, relatare verbală).

Prezenţa cenomanianului în acelaşi pachet de conglomerate, aşa cum a fost admisă în *Ghidul excursiilor* (7) pentru Masivul Ciucaş — Zăganu, pornind de la date din regiunea Teliu şi Munţii Bodocului, nu poate fi susţinută, întrucît în regiunea cercetată de autori, conglomeratele de Ciucaş suportă în discordanţă depozite cu faună vraconian superioară, întocmai ca în valea Dîmboviţei (11).

C. COMPLEXUL DE MARNE CALCAROASE ŞI GRESII CU FAUNĂ VRACONIANĂ

În regiunea de la V de cursul Buzăului, în plină zonă de dezvoltare a complexului marno-gresos ruginiu şi a conglomeratelor de Ciucaş — Zăganu, deci în cuprinsul pînzei de Bratocea, autorii au identificat şi separat un complex de strate de un facies litologic net diferit faţă de cel al primelor două complexe. Acest complex nu a fost menţionat pînă acum în sectorul cercetat.

El se situează discordant peste formaţiunile pînzei de Bratocea formînd 4 petice de diferite extinderi, astfel :

a) peticul de la Vama-Buzăului ;
b) peticul din pîrîul Porcului ;
c) peticul din valea Şipotelor — valea Chiruşca ;
d) peticul din valea Pietrii (versantul stîng).

a. *Peticul de la Vama-Buzăului* ocupă o suprafaţă cuprinsă între satul Vama-Buzăului la E, valea Borcii la V, valea Acrişului la N şi aproximativ vîrful Larma la S.

În cadrul acestei iviri se întîlnesc profile bine deschise care permit să ne facem o imagine destul de completă asupra litologiei acestui complex.

Baza complexului este formată dintr-o alternanţă de gresii calcaroase, micacee, cenuşii-gălbui, cu grosimi variind în jur de 0,50 m şi marne cenuşii, micacee, calcaroase cu spărtură neregulată, care conţin o bogată faună fosilă.

Cu cît urcăm în serie, cu atît grosimea ca şi frecvenţa gresiilor scade astfel încît partea superioară a complexului este formată aproape exclusiv din marne compacte, cenuşii, calcaroase, care reprezintă faciesul tipic al seriei de Dumbrăvioara.

La partea cu totul superioară, pe ultimii 5—10 m ai complexului, într-un singur profil (valea Străvăreşti), am întîlnit un pachet de marne verzi, uneori pătate cu negru, slab micacee şi marne roşii-vişinii cu spărtură neregulată.

Din gresiile de pe un afluent stîng al văii Stăvăreşti am recoltat un exemplar de *Aucellina* sp. iar din mai multe puncte am recoltat din marne o faună de ammoniţi care cuprinde următoarele forme :

1. Afluent drept al văii Borcii : *Scaphites simplex* Browne, *Mariella bergeri* (Brongniart), *Hemiptychoceras* sp., *Lechites gaudini* Pictet et Campiche, *L. moreti* Breistroffer, *Puzosia* sp., *Phylloceras* sp., *Parahibolites* cf. *tourtiae* Weigner, *Aucellina* sp.

2. Valea lui Precup : *Lechites gaudini* Pictet et Campiche, *Scaphites meriani* Pictet et Campiche, *Puzosia* sp., *Kosmatella* sp., *Aucellina* sp.

3. Afluent stîng al Văii lui Precup : *Scaphites meriani* Pictet et Campiche, *Lechites gaudini* Pictet et Campiche, *Mortoniceras* (*Dournovarites*) *postinflatum* Spath, *Phylloceras* sp., *Puzosia* sp.

4. Valea Stăvăreşti : *Mariella bergeri* (Brongniart), *Hamites* sp., *Aucellina* sp.

În ansamblu această faună ne indică vîrsta vraconiană. Unele forme însă, ca : *Mariella bergeri*, *Scaphites meriani*, *Mortoniceras* (*Dournovarites*)

postinflatum, constituie după schema dată de M. Breistroffer (2) fosile de zonă pentru vraconainul superior (zona cu *Ostlingoceras puzosianum* = ostlingoceratian). Cum aceste forme apar în partea inferioară a depozitelor descrise, ajungem la concluzia că în aceste depozite este reprezentat numai vraconianul superior cu care începe și trangresiunea cretacicului superior peste depozitele pînzei.

Analiza micropaleontologică a marnelor verzi și roșii de la partea superioară a complexului, efectuate de către M. Tocorjescu, indică următorul conținut : *Marsonella oxycona* (Reuss), *Tritaxia pyramidata* (Reuss), *Ammodiscus incertus* d'Orb., *A. globratus* (Cush. et Jarvis), *Rhabdamina discreta* Brady, *Gyroidina globosa* (Hagenow), *Preglobotruncana concavata* (Brotzen), *Pr. sigali* Reichel, *Pr. schneegansi* (Sigal) *Pr. stephani* Gondolfi, *Pr. stephani* var. *turbinata* (Reichel).

Această asociație se situează deasupra asociațiilor cu *Rotalipora turonica*, existente încă în turonianul inferior, și dedesubtul nivelului de apariție a globotruncanelor bicarenate (*G. lapparenti*), ceea ce a determinat pe M. Tocorjescu să o atribuie turonianului mediu.

Între depozitele bazale cu faună vraconian superioară și marnele verzi-roșii turoniene de la partea superioară a complexului, se interpune, după cum am mai arătat, un pachet format din marne cenușii, micacee, calcaroase, care reprezintă probabil cenomanianul.

În peticul de cretacic superior de la vest de Vama-Buzăului este deci reprezentată o suită de depozite de la vraconian superior pînă la turonian, ceea ce a fost indicat și în legenda hărții (fig. 1) și a profilelor (fig. 3). Trebuie să menționăm însă că această vîrstă este pusă în evidență numai pentru depozitele care formează peticul de la Vama-Buzăului, unde apar, pe o suprafață restrînsă, marne roșii și verzi ; în celelalte trei iviri de depozite, în care lipsește partea terminală a complexului, avem reprezentat doar vraconianul superior-cenomanianul.

b. *Peticul din pîrîul Porcului* este dezvoltat între acest pîrîu și Muchia Ogîrceni fiind mult redus ca suprafață față de cel precedent. Cel mai bun profil prin partea bazală a complexului îl oferă un afluent stîng al pîrîului Porcului.

În profilul acestei văi se remarcă o serie de gresii micacee, calcaroase, cenușii-gălbui, în bancuri mai groase, atingînd pînă la 1 m și care alternează cu marne cenușii, gresoase, calcaroase, cu spărtură neregulată. Partea superioară a complexului este formată mai mult din marne și se dezvoltă din malul drept al pîrîului Porcului pînă în Muchia Ogîrceni.

De pe afluentul stîng al pîrîului Porcului, și chiar în punctul de confluență, au fost recoltate următoarele forme : *Lechites gaudini* Pictet et Campiche, *Scaphites meriani* Pictet et Campiche, *Stomohamites subvirgulatus* Spath, *Puzosia* sp., *Neohibolites* sp.

Aceste forme indică de asemenea vraconianul superior pentru alternanța bazală de marne gresoase, fosilifere cu gresii.

În profilul aceluiași afluent, în amonte de complexul vraconian superior , care înclină normal la E, aflorează complexul marno-gresos, ruginiu, de vîrstă apțiană. Acesta înclină tot normal spre E, afundîndu-se sub complexul vraconian, ceea ce constituie o dovadă evidentă asupra

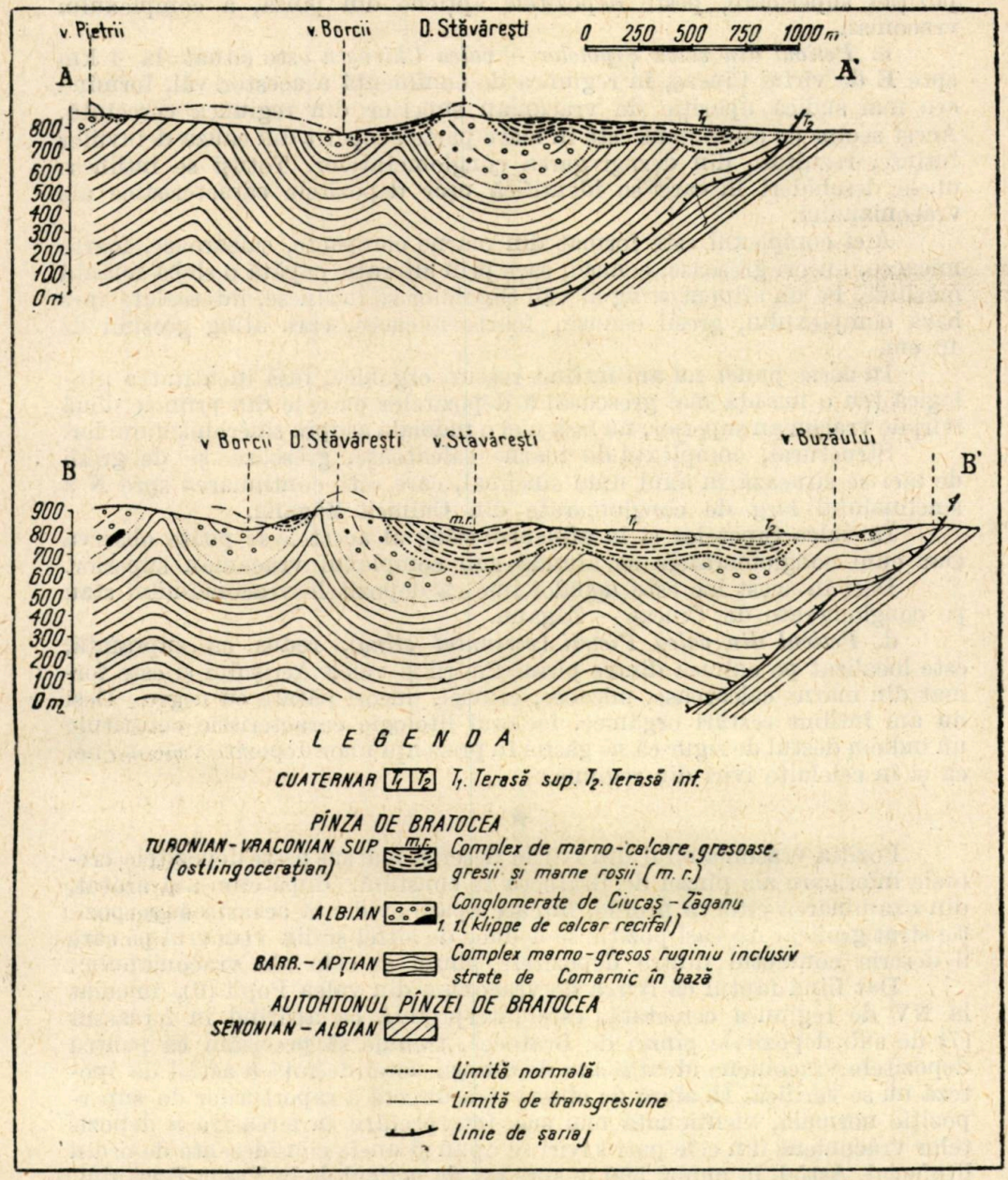


Fig. 3. — Secțiuni geologice în regiunea Acriș — Vama-Buzăului.

poziţiei superioare, peste depozitele apţiene din pînză, a complexului vraconian.

c. *Peticul din valea Şipotelor — valea Chiruşca* este situat la 4 km spre E de vîrful Ciucaş, în regiunea de confluenţă a acestor văi, formînd cea mai sudică apariţie de vraconian superior din regiunea cercetată. Acest sector de afloriment este în mare parte acoperit din cauza deluviilor întinse, rezultate din dezagregarea conglomeratelor. Totuşi se întîlnesc unele deschideri în care se identifică uşor depozitele caracteristice ale vraconianului.

Aici complexul este format din marne compacte, calcaroase, foarte micacee, uneori gresoase, cenuşii, care prin alteraţie capătă o slabă nuanţă măslinie. Pe un afluent stîng al văii Şipotelor se întîlnesc, intercalate spre baza complexului, gresii cenuşii, foarte micacee, care ating grosimi de 40 cm.

În acest punct nu am întîlnit resturi organice, însă identitatea litologică (cu o nuanţă mai gresoasă) a depozitelor cu cele din primele două iviri de vraconian superior, nu lasă nici o îndoială asupra sincronismului lor.

Structural, complexul de marne calcaroase, gresoase şi de gresii de aici se situează în axul unui sinclinal, care este continuarea spre N a sinclinalului larg de conglomerate din Culmea Zăganu.

În valea Şipotelor şi în afluentul stîng al acesteia se poate observa clar cum conglomeratele se afundă sub complexul vraconian superior.

Deci în acest loc este neîndoielnic că depozitele vraconianului stau pe conglomerate de Ciucaş — Zăganu.

d. *Peticul din valea Pietrii* (*versantul stîng*), redus ca suprafaţă, este localizat pe culmea dintre pîrîul Pietrii şi valea Acrişului şi este format din marne calcaroase, micacee, cenuşii, uneori pătate cu negru. Deşi nu am întîlnit resturi organice, faciesul litologic caracteristic constituie un indiciu destul de sigur că ne găsim în prezenţa unor depozite vraconiene, ca şi în celelalte iviri din regiune.

★

Poziţia vraconianului din ivirile descrise mai sus peste depozitele cretacic inferioare ale pînzei de Bratocea se constată, după cum am arătat, din examinarea cîtorva profile, în care apare evidentă această superpoziţie stratigrafică. Aceeaşi poziţie se deduce de altfel şi din conturul pe care îl descrie contactul dintre depozitele pînzei şi cele ale vraconianului.

Dat fiind faptul că ivirea de vraconian din valea Popii (6), imediat la NV de regiunea cercetată, este interpretată ca apărînd în fereastră (7) de sub depozitele pînzei de Bratocea, trebuie să precizăm că pentru depozitele vraconiene identificate de autorii notei de faţă o astfel de ipoteză nu se verifică. În afară de observarea directă a raporturilor de superpoziţie normală, menţionată mai sus, interpretării în fereastră a depozitelor vraconiene din cele patru iviri se opun şi unele considerente de ordin litofacial. Astfel, la numai 500 m spre est de peticul de la Vama-Buzăului, imediat în faţa liniei de încălecare a pînzei de Bratocea, apar şi depozitele vraconiene din prelungirea sinclinalului Măgura Nebunii — Pridvarea — Boncuţa aparţinînd autohtonului acestei pînze. Or, acest vraconian din

autohton este dezvoltat într-un litofacies diferit de cel al vraconianului situat discordant pe pînză. El reprezintă un facies mai calcaros și mai fin detritic al seriei de Dumbrăvioara care caracterizează zona sinclinalului menționat, în timp ce vraconianul pînzei de Bratocea reprezintă un facies predominant detritic al acestei serii, mergînd pînă la gresii în bancuri. În faciesul calcaros din autohtonul pînzei sînt caracteristice anumite concrețiuni calcaroase (13) care constituie un element conducător pentru identificarea vraconian-cenomanianului, dar care în faciesul gresos dezvoltat pe pînză lipsesc cu desăvîrșire. Este de la sine înțeles că, în ipoteza ivirii lui în ferestre tectonice, vraconianul descris de noi ar trebui să prezinte faciesul calcaros și fin detritic, însoțit de concrețiuni calcaroase, așa cum apare în autohtonul pînzei de Bratocea, ceea ce nu este însă cazul. Dimpotrivă, el prezintă același facies litologic ca vraconianul din peticul Culmea Cămășii (14) care stă discordant peste depozitele baremian-apțiene ale pînzei de Bratocea.

Discordanța vraconianului este evidentă în regiunea studiată, deducîndu-se și din faptul că depozitele acestui etaj se așază atît peste complexul marno-gresos ruginiu (barremian-apțian), cît și peste conglomeratele de Ciucaș — Zăganu (albian). Date fiind aceste raporturi și ținînd seama că vraconianul superior este bine datat paleontologic, reiese de la sine că nu putem atribui conglomeratelor de Ciucaș — Zăganu o vîrstă mai nouă decît albianul. Vraconian-cenomanianul, considerat de unii autori (4) ca fiind reprezentat în conglomeratele de Ciucaș — Zăganu, nu numai că se prezintă într-un facies litologic cu totul deosebit de cel al conglomeratelor, dar marchează și o discordanță față de aceste conglomerate.

Discordanța vraconianului în regiunea studiată de autori este determinată nu atît de cutarea depozitelor preexistente, cît mai ales de o puternică eroziune prevraconiană care a creat un relief foarte accidentat. Într-adevăr, peticele de vraconian menționate ocupă sectoare depresionare ale terenurilor cretacice inferioare, în timp ce sectoarele cu relief înalt sînt formate numai din depozite eocretacice, îndeosebi din conglomerate. Configurația reliefului prevraconian poate fi comparată cu un sistem complex de golfuri, în care s-au insinuat apele mării vraconiene. Vraconianul superior marchează deci în această zonă un nou ciclu de sedimentare care începe după ridicarea și perioada de eroziune de la sfîrșitul albianului, fenomene ce au avut loc în timpul fazei de cutări austrice.

Coincidența, în relieful actual, dintre zonele depresionare și răspîndirea depozitelor vraconiene se explică prin eroziunea diferențială, depozitele vraconiene, în general moi, fiind îndepărtate cu mai multă ușurință decît conglomeratele albiene. În acest fel avem astăzi în regiunea cercetată reeditarea parțială a imaginii reliefului primordial, antevraconian.

După datele din literatura geologică (11), (14), (7), (4) reiese că discordanța depozitelor vraconiene se manifestă într-o regiune foarte întinsă care cuprinde ceea ce s-a numit o arie de șelf (7) reprezentată prin zona cristalino-mezozoică a Leaotei, precum și anticlinoriul Zamura. Ea a fost determinată de G. Murgeanu în 1934, consemnată pe foaia a 5-a a hărții 1 : 500 000, apătură în 1942, și a fost reluată de G. Murgeanu și D. Patrulius (11) în regiunea Cotenești — Bădeni și de Gr. Po-

p e s c u (14) în regiunile Culmea Cămășii și Comarnic. În general depozitele vraconiene cu conținut fosilifer sînt menționate din această regiune, ca de exemplu de la Comarnic (valea Bătrîioara și valea Belii), de la Cotenești—Lăicăi și din bazinul Dîmbovicioarei. Din analiza listelor de faună care s-au dat din aceste iviri de vraconian, reiese că o serie de forme sînt comune cu cele recoltate de noi în regiunea de la V de Vama-Buzăului, ca : *Lechites gaudini*, *Scaphites meriani*, *Mariella bergeri*, *Parahibolites tourtiae*, *Aucellina gryphaeoides*. Dintre acestea, majoritatea sînt caracteristice pentru vraconianul superior. Din bazinul Dîmbovicioarei (Pravățul de Dîmbovița) și de la Bădeni (faună colectată de M. P a s c u) se citează chiar *Ostlingoreras puzosianum* (11), formă caracteristică pentru *vraconianul superior* (ostlingoceratian). Acest fapt determină autorii să generalizeze concluzia biostratigrafică care rezultă din studiul regiunii Vama-Buzăului — Ciucaș, anume că în toată aria de răspîndire a vraconianului discordant, noul ciclu de sedimentare începe cu vraconianul superior.

BIBLIOGRAFIE

1. Băncilă I., *Geologia Carpaților Orientali*, Edit. tehnică, București, 1955.
2. Breistroffer M., *Sur les zones d'Ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre*, Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, 1946—1947, **XXXI**.
3. Filipescu M. G., *Poziția stratigrafică și tectonică a calcarelor de la baza conglomeratelor de Zăganu*, Rev. Univ. Buc. și a Politehnicii Buc., 1953, **2**, *3*.
4. — *Contribuțiuni la orizontarea Cretacicului din flișul Carpaților Orientali*, Rev. Univ. Buc. și a Politehnicii Buc., 1955, **8**.
5. — *Vederi noi asupra tectonicii flișului Carpaților Orientali*, Rev. Univ. Buc. și a Politehnicii Buc., 1955, **6—7**.
6. Filipescu M. G. și Iliescu Gh., *Date noi privitoare la stratigrafia regiunii dintre valea Buzăului și Rîul Negru (Ciucaș — Teliu) și importanța acestor date pentru descifrarea structurii Carpaților Orientali*, St. și cerc. geol., 1958, **III**, *1*.
7. * * * *Ghidul excursiilor B. Carpații Orientali*, Congresul V al Asociației Carpato-Balcanice, București, 1961.
8. Marinescu Ion, *Cercetări geologice în flișul Munților Buzăului*, Dări de seamă Com. geol., 1956—1957, **XLIV**.
9. Mrazec L. și Voitești I. P., *Contribuții la cunoașterea pînzelor flișului Carpatic*, An. Inst. geol. Rom., 1914, **V**.
10. Murgeanu G. și Patrulius D., *Flișul cretacic din regiunea pasului Predeluș*, St. și cerc. geol., 1959, **IV**, *1*.
11. — *Cretacicul superior de pe marginea Leaotei și vîrsta conglomeratelor de Bucegi*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Seria geologie, geografie, biologie, științe tehnice și agricole, 1950, **II**, *1*.
12. Murgeanu G., Patrulius D. și Contescu L., *Flișul cretacic din bazinul văii Tîrlungului (Carpații Orientali)*, St. și cerc. geol., 1959, **IV**, *1*.
13. Popescu Grigore, *Asupra unor brecii cu blocuri în flișul cretacic din bazinul văii Prahova*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secțiunea de științe biologice, agronomice, geologice și geografice, 1954, **VI**, *2*.
14. — *Contribuțiuni la stratigrafia flișului cretacic dintre valea Prahovei și valea Buzăului cu privire specială asupra văii Teleajenului*, St. și cerc. geol., 1958, **II**, *3—4*.
15. Preda D. M., *La nappe des conglomérats de Zăganu et de Ceahlău (nappe moldave)*, Bull. Soc. Roum. Géol., 1937—1939, **IV**.
16. Spath L. F., *The Gault Ammonoidea*, Paleontographical Society, 1936—1938, **XC—XCII**.
17. * * * *Harta geologică 1 : 100 000, foaia Cheia*, Com. geol., 1957.
18. * * * *Harta geologică 1 : 100 000, foaia Brașov*, Com. geol., 1958.

Întreprinderea de prospecțiuni și laboratoare a Comitetului geologic.

Primită în redacție la 1 octombrie 1963.

PROPUNERI CU PRIVIRE LA ORIZONTAREA PONȚIANULUI DIN PARTEA OCCIDENTALĂ A BAZINULUI GETIC

DE

FL. MARINESCU

55(05)

Cercetări mai noi și încercări de corelare a pliocenului panonic cu cel dacic și euxinic au impus necesitatea reluării studiului faunelor ponțiene din partea occidentală a Olteniei, regiune situată în continuarea aceleia din Serbia orientală, în zona pe unde se presupune legătura dintre Bazinele getic și panonic.

Ocupînd o suprafață întinsă și prezentînd o faună abundentă și variată, ponțianul din partea vestică a Olteniei a fost mult timp în atenția cercetătorilor. Cel care a încercat însă pentru prima dată să detalieze stratigrafia acestui etaj a fost I. P. Ionescu-Argetoaia (5).

Contribuții importante pentru orizontarea ponțianului au adus și M. G. Filipescu în Oltenia (2) și W. Wenz (12) în Subcarpați (tabelul nr. 2) după K. Kejci Graf. Detalieri locale în vestul Olteniei au prezentat, ajungînd la concluzii oarecum asemănătoare cu Ionescu-Argetoaia, Petre Pion-Niță (9), (10) și C. și A. Ghenea (3). Pentru partea estică a Bazinului dacic Elisabeta Hanganu [1] și Ioana Pană [2], în lucrările lor de disertație, au adus aporturi însemnate în ceea ce privește ponțianul.

Cartările de detaliu efectuate în ultimii ani de autor, cu ajutorul unui colectiv [3], au condus la orizontarea propusă în prezenta notă. Litologic

[1] E. Hanganu, *Studiul stratigrafic al pliocenului dintre valea Teleajen și valea Prahovei*, Lucrare de disertație, prezentată în 1962 (sub tipar).

[2] I. Pană, *Studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între valea Buzău și valea Bălăneasa*, Lucrare de dizertație, prezentată în 1962 (sub tipar).

[3] Din acest colectiv au făcut parte Fl. Marinescu, Josefina Marinescu, Luciana Hinculov, Arcadii Hinculov, Zoe Bănică-Breslașu, Mihai Cemortan Alexandra Boldur, Viorica Rădulescu, Teodora Ghiu, Sița Popa, Constantin Hîmbovschi.

ponțianul (din datele de suprafață gros de circa 300—550 m), acolo unde se află în continuitate de sedimentare peste meoțian, cuprinde în bază argile marnoase, slab nisipoase, vinete, nestratificate; procentul de nisip crește către partea superioară pentru ca, trecîndu-se printr-o alternanță de nisipuri cu nisipuri argiloase, să se ajungă la nisip curat, galben, lipsit de fosile.

Chiar fără un inventar complet al faunei, în cadrul acestui etaj se pot distinge următoarele zone:

Zona α urmează deasupra unui strat gresos-nisipos, cu *Congeria novorossica* Sinz. și *C. panticapaea* Andrus. și este reprezentată prin 4 m de argile marnoase, fin stratificate, cenușii, rubanate cu alb, cu numeroase resturi de pești și apoi 3—4 m de marno-argile compacte, foarte bogate în ostracode. Aceste două orizonturi, litologic deosebite clar de meoțian, au fost considerate ca baza ponțianului, o zonă de trecere, găsindu-se deasupra nivelului care cuprinde *Congeria novorossica* și în perfectă continuitate cu zona următoare.

Zona β, petrografic asemănătoare marnelor cu ostracode ale zonei α, este foarte dificil de delimitat cartografic din cauza uniformității litologice. Din punct de vedere paleontologic ea se caracterizează prin prezența a numeroase caridacee mici, cu scoica fină, în special *Didacna otiophora orientalis* Stev., alături de *Paradacna abichi* R. Hoern. și *Congeria digitifera* Andrus[4].

Zona γ se prezintă cu aceeași litologie ca și zona β, fiind caracterizată prin apariția de noi forme de *Paradacna* și mai ales *Limnocardium* (care îi dau nota specifică), alături de acelea ce persistă din zona anterioară. Astfel s-au întîlnit: *Congeria digitifera* Andrus., *Dreissena* sp., *Limnocardium zagrabiense* Brus. (cantonată strict numai în această zonă), *L.* cf. *riegeli* M. Hörn., *Paradacna abichi* R. Hoern., *P.* aff. *lenzi* R. Hoern., *P. orkrugici* (Brus.), *Valenciennesia* sp.

Este foarte probabil ca tocmai această zonă să reprezinte ceea ce a distins M. G. Filipescu (2) ca un nivel deosebit (de „marne plastice cu cardiacee mari și dreissene") între cele două orizonturi separate de Ionescu-Argetoaia.

Zona δ este prima zonă care, depășind termenii anteriori, stă direct pe tortonian sau cristalin (veala Jidoștița); marno-argilele sînt mai nisipoase și cuprind lentile de nisip, uneori grosolan. Forma care caracterizează această zonă este *Congeria rhomboidea rumana* Sabba, alături de care apar *C. rhomboidea rhomboidea* M. Hörn., *C. zagrabiensis* Brus. și *Dreissenomya aperta* Desh., *Dr.* cf. *fuchsi* Andrus., *Caladacna steindachneri* Brus. etc.

Cele patru zone descrise par a corespunde primului orizont (Pt. 1) separat de E. Hanganu între Prahova și Teleajen.

Zona ε, care urmează imediat deasupra marnelor zonei δ, începe cu o alternanță de bancuri de 0,30—1 m de marne nisipoase și nisipuri, cu o

[4] *Congeria digitifera*, descrisă de Andrusov din marnele cu *Valencennius* de la Tg.-Jiu, nu apare chiar din baza depozitelor, ci aproximativ cam din a doua jumătate a zonei β, persistînd și în zonele următoare.

faună foarte abundentă și variată. Aceste depozite reprezintă maximum de extindere a ponțianului, fiind zona care se găsește cel mai frecvent în contact cu formațiunile mai vechi și chiar cu cristalinul. Faunistic ea cuprinde o asociație care, după P. Stevanović (11), caracterizează „fauna cu *rhomboidea*" : *Congeria zagrabiensis* Brus., *C. rhomboidea rhomboidea* M. Hörn, *C. subcarinata botenica* Andrus., *C. markovici* Brus., *C. turgida* Brus., *C. digitifera* Andrus., *Dreissena* sp., *Dressenomya aperta* Desh., *Limnocardium* (*Tauricardium*) *subsquamulosum* Andrus., *L.* (*Euxinicardium*) *subadaessae* Sinz., *L.* (*E.*) cf. *nobile* Sabba cu treceri spre *L. subodessae*, *L.* (*Arpadicardium*) *majeri* M. Hörn., *L.* (*Bosphoricardium*) *emarginatum* Desh., *L.* (*B.*) aff. *banaticum* Fuchs, *Phyllocardium planum stevanovici* n. ssp., *Plagiodacna carinata* Desh., *P. auingeri* (Fuchs), *Caladacna steindachneri* (Brus.), *Pteradacna* aff. *pterophora* Brus., *Monodacna* cf. *pseudocatillus* Barb., *Didacna* (*Pontalmyra*) *placida* (Sabba), *Theodoxus* aff. *acuticarinatus* Fuchs, *Th.* (*Ninnia*) *galeatus* Marinescu [5], *Melanopsis decollata* Stol. etc.

Din lista prezentată, numeroase specii de cardiacee apar și în depozitele următoare, cu o altă frecvență însă (tabelul nr. 1), pe cînd congeriile dispar o dată cu sfîrșitul acestei zone. Forma care caracterizează zona ε, fiind strict cantonată în cadrul ei, este *Phyllocardium planum stevanovici* n. ssp. ; ea se pare că face trecerea între *Ph. complanatum* Fuchs și *Ph. planum planum* Desh., pe care o precede. Din descrierile prezentate, zona ε pare să aibă ca echivalent spre est ceea ce a denumit E. Hanganu „orizontul cu *Congeria rhomboidea*" (Pt. 2), în timp ce zona următoare s-ar paraleliza cu orizontul cu *Phyllocardium* (Pt. 3).

Zona ζ se caracterizează paleontologic prin absența congeriilor și apariția, dintre cardiide, a formei *Phyllocardium planum planum* Desh. În această zonă am distins două orizonturi : 1. orizontul inferior, ceva mai argilos, cuprinde în special dreissene (predomină *Dr. corniculata* Sabba și *Dr. rostiformis* Desh.), alcătuind unul uneori două strate lumașelice cu dezvoltare constantă, mai ales între Dunăre și nordul văii Coșuștea ; 2. orizontul superior, reprezentat prin nisipuri argiloase la partea inferioară cu trecere gradată la nisipuri, conține o faună de cardiacee, asemănătoare celei a orizontului ε, însă cu o altă repartiție a frecvenței speciilor. *Phyllocardium planum planum* Desh., care dă nota caracteristică, este reprezentat în partea inferioară a acestui orizont prin exemplare de talie mare, dar în număr redus, în timp ce mai sus frecvența formei crește, în proporție inversă cu dimensiunile, pentru a culmina într-un lumașel, alături de celelalte specii. După acest lumașel urmează un pachet de nisipuri galbene, aproape complet lipsite de faună ; doar în partea lor inferioară se află foarte rare exemplare de *Phyllocardium planum planum* Desh., ea fiind

[5] Într-o notă anterioară (*Două specii noi de Ninnia din meoțianul din Oltenia de V*) am descris *Th.* (*N.*) *galeatus* dintr-un material care, după informațiile lui I. Huică, ce ni l-a pus la dispoziție, provenea din meoțian, cu toate că nu avea asociată nici o formă caracteristică acestui etaj. Prezența sa alături de speciile sus-menționate, împreună și cu alte neritine încă nedeterminate, pun problema sincronismului acelor depozite cu depozitele zonei ε, mai ales că după poziția lor stratigrafică (stau peste marne care cuprind la partea inferioară forme de *Paradacna*) trebuie încadrate la ponțian.

singura formă întîlnită. Atribuirea acestor nisipuri ponțianului am făcut-o numai pe baza formei amintite și a trecerii litologice gradate.

Fosilele cele mai des întîlnite sînt : *Dreissena rostriformis* Desh., *Dr. corniculata* Sabba, *Dreissenomya aperta* Desh., *Limnocardium apertum* Münst., *L.* (*Tauricardium*) *subsquamulosum* Andrus., *L.* (*Arpadicardium*) *peregrinum* Eberz., *L.* (*Bosphoricardium*) *emarginatum* Desh., *Phyllocardium planum planum* Desh., *Paradacna retowskii* Andrus., *P. retowskii* var., *Plagiodacna* cf. *carinata* Desh., *Caladacna steindachneri* Brus., *Didacna* (*Pontalmyra*) *constantiae* (Sabba), *Valenciennesia* sp., *Viviparus achatinoides* Desh., *Bithyum* sp. etc.

Urmează un alt pachet de nisipuri și apoi o alternanță de argile, nisipuri și cărbuni și abia la circa 60 m deasupra limitei, într-un lumașel, se găsesc primele forme atribuite dacianului : *Prosodacna stenopleura* Sabba, *Viviparus argesiensis* Sabba, *Hyriopsis* sp. etc. ; după E. Hanganu, acest etaj ar reprezenta însă ultimul orizont, „cu *Prosodacna* și *Pachydacna*" al ponțianului (Pt. 4).

DISCUȚIE ASUPRA LIMITELOR ȘI SUBDIVIZIUNILOR PONȚIANULUI

Limita meoțian-ponțian am trasat-o deasupra nivelului cu *Congeria novorossica* Sinz., atribuit meoțianului după fauna conținută : *Congeria panticapaea* Andrus., *Mactra karabugasica* Andrus., *M.* cf. *subcaspia* Andrus. etc.

Peste bancul de gresii nisipoase cu *C. novorossica*, care apare discontinuu, se află marnele rubanate și marnele compacte cu ostracode ale zonei α și abia deasupra urmează primul nivel de cardiacee din zona β (cu *Didacna otiophora orientalis*, *Paradacna abichi*).

Zona α, strîns legată cartografic de nivelul cu *novorossica*, dar bine individualizată litologic, deși lipsită încă de elemente malacologice, a fost deocamdată atribuită ponțianului, ca o zonă de trecere.

Limita ponțian-dacian o punem deasupra ultimelor apariții de *Phyllocardium planum planum* Desh., așa cum s-a procedat și în profilul tip de la Beceni (7). La acest nivel se constată o importantă schimbare în salinitatea apelor, care se reflectă în modificarea asociației faunistice.

Lumașelul de la partea superioară a zonei este probabil tocmai efectul acestei îndulciri, care a provocat moartea în masă a faunei și acumularea ei într-un strat ce poate fi urmărit ca reper cartografic în toată partea vestică a Bazinului getic ; schimbarea salinității s-a produs, probabil, destul de brusc, deoarece a fost necesar un timp oarecare pînă la instalarea faunei care a înlocuit-o pe aceea ponțiană. Tocmai această modificare a salinității, constatată se pare regional, sugerează că zona ζ încheie ponțianul ; cercetări ulterioare vor putea aduce mai multe preciziuni.

Subdiviziunile ponțianului. Stabilind unele relații între ponțianul panonic și cel dacic din partea de nord a R.S.F. Iugoslavia, P. Ste-

v a n o v i ć (11) propune o divizare a acestui etaj în novorossian, conținînd depozitele cu *Paradacna abichi* și *Congeria rumana* și portaferian cuprinzînd „stratele cu *Congeria rhomboidea*", din care menționează și fauna asociată cu *Phyllocardium planum*. Principalul argument adus în favoarea acestei diviziuni este acela că, atît în Serbia orientală (continuarea la sud de Dunăre a Bazinului getic), cît și în domeniul panonic, la limita dintre cele două subetaje se constată o importantă depășire a portaferianului peste novorossian.

Din descrierea zonelor, expusă mai sus, care au putut fi urmărite între Dunăre și Baia-de-Aramă, iar după informațiile recente se pare că ele se individualizează încă mult spre est, rezultă următoarele :

1. *Phyllocardium planum* sau formele sale asociate au fost întîlnite totdeauna deasupra nivelului cu *Congeria rhomboidea rumana* Sabba și niciodată împreună cu ea.

2. În privința cardiidelor, în cadrul ponțianului, se remarcă o primă schimbare importantă în caracterul asociațiilor faunistice începînd cu zona ε, imediat după nivelul cu *Congeria rhomboidea rumana* Sabba ; o a doua schimbare, mai puțin importantă, dar bine individualizată, în special în ceea ce privește frecvența anumitor specii, se află deasupra acesteia, în zona ζ (tabelul nr. 1).

3. Considerînd dreissenidele constatăm că după zona ε, unde au un maximum de dezvoltare, nu a mai fost întîlnită mai sus nici o specie de *Congeria* (tabelul nr. 1). Foarte probabil că și acest fapt indică o ușoară schimbare a salinității care, producîndu-se în cursul zonei ε, a influențat, pe de o parte, modificarea faunei de cardiide la limita zonelor δ — ε și, pe de altă parte, dispariția totală a congeriilor la limita zonelor ε — ζ.

4. În ceea ce privește discontinuitățile pe ramă, constatăm unele depășiri locale ale zonei δ (zona cu *Congeria rhomboidea rumana* Sabba), maximum de avansare a depozitelor fiind remarcat însă la baza zonei ε (zona cu *Phyllocardium planum stevanovici* n. ssp.), așa cum se pare că este situația și în Serbia orientală (11), precum și mai la est, probabil și în zona văii Dîmbovița (8), între Teleajen și Prahova (E. H a n g a n u, 1962) și chiar la est de valea Buzăului (I. P a n ă, 1962).

În urma celor menționate mai sus autorul crede că o împărțire pe baze paleontologice a ponțianului s-ar putea face între zonele δ și ε, unde se constată modificarea importantă a faunei de cardiide și cea mai însemnată extensiune a depozitelor. Cu toate acestea zona ε se individualizează net de zona ζ prin dispariția congeriilor, la limita dintre cele două zone, precum și printr-o oarecare modificare în asociația de cardiide. În acest fel zona ε ar putea fi considerată fie ca un ponțian mediu, fie ca partea inferioară a ponțianului superior sau, mai precis, ca o zonă de trecere între ponțianul inferior și cel superior. Autorul își rezervă dreptul ca pe măsura studierii faunei să aducă noi preciziuni în ceea ce privește orizontarea acestui etaj și corelarea lui cu depozitele sincrone din Bazinele dacic-euxinic și panonic.

Tabelul nr. 1

Răspîndirea pe zone a faunei ponțiene citate

Specia	Zone					
	α	β	γ	δ	ε	ζ
Congeria rhomboidea rhomboidea M. Hörn.				+		
Congeria rhomboidea rumana Sabba				(+)		
Congeria zagrabiensis Brus.				·	·	
Congeria digitifera Andrus.		+	(+)		(+)	
Congeria markovici Brus.					+	
Congeria turgida Brus.					(+)	
Congeria subcarinata botenica Andrus.					+	
Congeria sp.			+		+	
Dreissena rostriformis Desh.						(+)
Dreissena corniculata Sabba						(+)
Dreissena sp.					+	+
Dreissenomya aperta Desh.				+	+	(+)
Dreissenomya cf. *fuchsi* Andrus.				·		
Limnocardium zagrabiensis Brus.			(+)			
Limnocardium riegeli M. Hörn.			+			
Limnocardium apretum Münst.						+
Limnocardium (*Tauricardium*) *subsquamulosum* Andrus.					·	(+)
Limnocardium (*Euxinicardium*) *subodessae* Sinz.					·	
Limnocardium (*Euxinicardium*) aff. *nobile* Sabba					·	
Limnocardium (*Arpadicardium*) *majeri* M. Hörn.					·	
Limnocardium (*Arpadicardium*) *peregrinum* Eberz.						(+)
Limnocardium (*Bosphoricardium*) *emarginatum* Desh.					·	(+)
Limnocardium (*Bosphoricardium*) aff. *banaticum* Fuchs					+	
Phyllocardium planum stevanovici n. ssp.					(+)	
Phyllocardium planum planum Desh.						(+)
Paradacna abichi R. Hoern.		(+)	(+)			
Paradacna aff. *lenzi* R. Hoern.			+			
Paradacna okrugici Brus.			·			
Paradacna retowskii Andrus.						·
Paradacna retowskii Andrus. var.						·
Plagiodacna carinata Desh.					+	·
Plagiodacna auingeri Fuchs					+	
Caladacna steindachneri Brus.					·	·
Pteradacna aff. *pterophora* Brus.					·	+
Monodacna cf. *pseudocatillus* Barb.					·	
Didacna (*Pontalmya*) *placida* (Sabba)					(+)	
Didacna (*Pontalmya*) *constantiae* Sabba						(+)
Didacna otiophora orientalis Stev.		(+)	·			
Viviparus achatinoides Desh.						(+)
Bithyum sp.						·
Valenciennesia sp.			(+)			+
Theodoxus aff. *acuticarinatus* Fuchs					+	
Theodoxus (*Ninnia*) *galeatus* Marinescu					·	
Melanopsis decollata Stol.					+	
Hydrobia sp.	+			+		
Labrax sp.	+					
Ostracode	(+)	+	+	·		

Notă. (+) f. frecvent; + frecvent; · rar

Tabelul nr. 2

Zonele biostratigrafice ale ponţianului din vestul Olteniei

zone	litologie	faună	Fl. Marinescu (1962) — Oltenia de V —	I. P. Ionescu-Argetoaia (1915—1918) — Oltenia —	M. G. Filipescu (1941) — Oltenia de NV —	W. Wenz şi K. Kesci Graf (1942) — Muntenia şi Oltenia de N —		P. Stevanović (1951) — Serbia orientală (Ključ, Kraina) —
	D A C I A N nisipuri, pietrişuri şi argile cu cărbuni (*Prosodacna stenopleura*, *Viviparus*, *Hyriopsis* etc.)							(regresiune)
ζ	—nisipuri galbene —alternanţă de nisipuri cu argile nisipoase —argile nisipoase	—steril —fauna cu *Phyllocardium planum planum* (*Arpadicardium peregrinum*, *Limnocardium apertum*, *Dreissenomya aperta*, *Valenciennesia*, *Viviparus* etc.) —*Dreissena rostriformis*, *Dr. corniculata* etc. —modificări în fauna de cardiacee	orizontul superior (nisipuri şi gresii moi cu *Congeria markovići*, *Dreissenomya*, *Plagiodacna carinata*, *Phyllocardium planum* etc.)	orizontul superior (marne nisipoase şi nisipuri cu *Dreissena*, cardiacee — caracteristic *Phyllocardium planum*)	superior	cardiide (*Phyllocardium planum* cu toate subspeciile *Prosodacnae* etc.)	ponţian superior (portaferrian) „strate cu *Congeria rhomboidea*"	—strate cu *Congeria rhomboidea typica* (?), *Plagiodacna carinata*, *Arcicardium primigenium* — strate cu *Valenciennesia* sp., *Congeria rhomboidea*, *Paradacna abichi* — strate superioare cu *abichi*; —strate superioare cu *Valenciennesia*
ε	alternanţă de nisipuri cu marno-argile —maximum de extensiune al depozitelor	*Phyllocardium planum stevanovici*, *Arpadicardium majeri*, *Euxinicardium subodessae*, *Bosphoricardium* aff. *banaticum*, *Congeria markovici*, *C. turgida*, *C. digitifera*, *C. zagrabiensis*, *Tylopoma* etc. —modificare importantă a faunei de cardiacee —dispariţia congeriilor						
δ	—depăşiri locale pe ramă	*Congeria rhomboidea*, *C. rhomboidea rumana*, *C. zagrabiensis*, *Dreissenomya aperta*, *Theodoxus* etc.	orizontul inferior (marne cu *Congeria rhomboidea*, *C. markovici*, cardiacee din grupa *Paradacna lenzi* (?), *Arpadicardium majeri* etc.)	orizontul mediu (marne plastice cu cardiacee mari şi *Dreissena*)	inferior strate cu *abichi*	cardiide, *Congeria rhomboidea*	ponţ. inf. (novorossian) stra. cu „*praerhomboidea*"	—strate cu *Paradacna abichi*, *Congeria digitifera*, *C. rhomboidea rumana*, *Didacna otiophora*, *Prosodacna* cf. *littoralis* —nivel cu *Lymnaea* sp., *Hydrobia* sp.
γ	marno-argile fin nisipoase, cenuşii, nestratificate	*Limnocardium zagrabiense*, *L. riegeli*, *Dreissena*, *Congeria digitifera*, *Valenciennesia* (f. frecvent)						
β		*Didacna otiophora*, *Paradacna abichi*, *Congeria digitifera*, *Valenciennesia* sp.		orizontul inferior (argile plastice cu *Congeria rhomboidea*, cardiacee, *Valenciennesia annulata*)		*Paradacna abichi* şi alte cardiide, *Congeria rumana*, *C. zagrabiensis* ?		
α	marno-argile cenuşii nestratific.	ostracode						
	marne şistoase cenuşii rubanate	ostracode, peşti						
	nisipuri şi gresii cu *Congeria novorossica*, *C. panticapaea*, *Mactra karabugasica*, *M.* cf. *subcaspia* etc.		gresii, nisipuri şi marne cu *Congeria novorossica*					orizont cu *Congeria subnovorossica*
	M E O Ţ I A N							

BIBLIOGRAFIE

1. Beregov R., *Le Pliocène du district de Lom. Mélanges Boncev*, Sofia, 1940, 337.
2. Filipescu M. G., *Recherches géologiques sur le Nord-Ouest de l'Olténie*, Bul. Soc. Rom. Geol., 1942, **V**, 105.
3. Ghenea C. şi Ghenea A., *Câteva observaţii geologice asupra prezenţei Ponţianului între Tr. Severin şi Batoţi*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **46** (1958—1959).
4. Ionescu-Argetoaia I. P., *Orizontarea etajului pontic şi limita lui superioară şi inferioară în Oltenia*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1915, **IV**.
5. — *Pliocenul din Oltenia*, An. Inst. geol. Rom., 1918, **VIII** (1914).
6. Gillet S., *Les Limnocardiidés des couches à Congéries de Roumanie*, Mém. Inst. géol. Roum., 1943, **IV**.
7. Macarovici N., *Observaţiuni stratigrafice pe structura Berca — Arbănaşi (cu privire asupra limitelor dacianului)*, St. şi cerc. geol., 1961, **VI**, *3*, 387.
8. Motaş I., *Ponţianul din bazinul Râul Alb — Valea Dîmboviţa*, Bul. Inst. petrol, gaze şi geol., 1960, **VI**, 27—37.
9. Pion-Nită Petre, *Notă asupra prezenţei lui Valenciennius annulatus Rouss, în depozitele pliocene de la nord de Cocorova*, Com. Acad. R.P.R., 1956, **VI**, *3*, 459—463.
10. — *Contribuţiuni la stratigrafia pliocenului dintre văile Topolniţa şi Coşuştea*, St. şi cerc. geol., 1958, **III**, *3—4*, 245—262.
11. Stevanović P., *Pontische Stufe im engeren Sinne...*, Serb. Ak. Wiss., 1951, **CLXXXVII**, *2*.
12. Wenz W., *Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdöl Gebiete*, Senkenbergiana, 1942, **24**, 1—293.

Institutul geologic al Comitetului geologic.

Primită în redacţie la 25 iunie 1963.

NOI CONTRIBUȚII LA STUDIUL STRATIGRAFIEI ZĂCĂMÎNTULUI DE LIGNIT DIN INTERFLUVIUL JIU — MOTRU

DE

E. LITEANU și M. FERU

55(05)

Regiunea cercetată este delimitată la est și vest de cursurile rîurilor Jiu și Motru, la nord de linia E—V care trece prin zona de confluență a rîului Tismana cu Jiul, iar la sud de o linie NV—SE care unește localitățile Mențiii-din-Față pe Motru și Șușița pe Jiu.

În cadrul cercetărilor noastre ne-am întemeiat pe prospecțiunile hidrogeologice și litologice întreprinse în cadrul regiunii [1] care au fost corelate cu datele rezultate din forajele geologice și hidrogeologice executate de Comitetul geologic.

Importanța economică a regiunii a atras numeroși cercetători care au exprimat diferite puncte de vedere în legătură cu vîrsta stratelor de lignit din cuprinsul acestei regiuni.

Astfel, I. Ionescu-Argetoaia (15) a atribuit levantinului depozitele cu intercalații de cărbuni din zonele Merișu, Leurda și Ploștina, confirmînd în acest mod părerea exprimată anterior de Sabba Ștefănescu (34).

H. Grozescu (12) repartizează cărbunii din interfluviul Jiu — Motru dacianului, părere la care s-a raliat ulterior și M. G. Filipescu (8).

N. Oncescu (27), (28) și T. Joja (16), (28) au raportat complexul de marne și nisipuri cu intercalații de cărbuni din regiune levantinului, făcînd însă rezerva că aflorimentele de lignit care apar în albia Jiului, în dreptul localității Rovinari, ar aparține dacianului.

[1] La aceste lucrări au mai participat M. Croitoru, V. Șerbănescu, E. Croitoru, R. Sbenghe, N. Goliță, V. Mocanu, N. Năstase, E. Goliță, I. Ochea și R. Todea.

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 1 p. 81—92 București 1964

Cercetările recente, întreprinse de D. Cîrîc (6), au adus argumente care pledează în favoarea atribuirii stratelor inferioare de lignit dacianului, iar cele superioare levantinului.

SUCCESIUNEA STRATELOR DE LIGNIT DIN INTERFLUVIUL JIU—MOTRU

În regiunea cercetată se întîlnesc numeroase strate de lignit care, pe baza corelațiilor reieşite din datele de foraj, au fost numerotate de la I la XVII. Distribuţia pachetului de strate de lignit nu este uniformă, constatîndu-se în unele zone absenţa nivelelor inferioare, iar în altele dispariţia celor superioare. Succesiunea completă a stratelor de cărbuni a fost pusă în evidenţă mai ales în zona din stînga rîului Motru, începînd din dreptul localităţii Ploştina spre S, precum şi în zona centrală a interfluviului Jiu — Motru, la sud de localitatea Mătăsari.

Extensiunea stratelor de lignit din cuprinsul regiunii prezintă uneori discontinuităţi sensibile.

Într-adevăr stratele V—VI—VII, care sînt în general bine individualizate, prezintă în zona confluenţei rîului Tismana cu Jiul o tendinţă de reunire într-un singur strat. De asemenea stratele XIII şi XIV n-au putut fi urmărite de-a lungul profilelor prin interfluviul Jiu — Motru, datorită caracterului lor lenticular.

Stratul I de lignit se găseşte depus peste un banc de nisipuri a cărui grosime depăşeşte 100 m şi a cărui granulometrie se reduce treptat dinspre vest către est.

Intercalaţiile de steril dintre stratele I — XVII sînt alcătuite din marne şi argile cenuşii, uneori nisipoase, precum şi din nisipuri mărunte şi fine, într-o alternanţă neregulată.

Precizăm însă că, în cea mai mare parte a regiunii cercetate dinspre sud de linia Ploştina — Mătăsari — Fărcăşeşti, intervalul dintre stratele XII şi XV de cărbuni este constituit dintr-un complex psamo-psefitic gros de 40—60 m la care participă nisipuri grosiere cenuşii-gălbui cu lentile de pietrişuri şi bolovănişuri. Pe suprafaţa de extensiune a complexului psamo-psefitic menţionat se constată frecvent absenţa stratelor XIII şi XIV de lignit, cu excepţia unor zone locale, unde acest complex îmbracă un facies pelitic.

Complexul psamo-psefitic suportă un pachet gros de circa 100 m reprezentat printr-o alternanţă de argile nisipoase cu nisipuri fine pînă la grosiere, la baza căruia se situează stratele de lignit XV—XVII.

Începînd din versantul de nord al Dealului Bujorăscu, respectiv către limita nordică a regiunii cercetate, complexul psamo-psefitic şi alternanţa de argile cu nisipuri, care constituie acoperişul acestuia, se rezolvă într-un singur strat sub aspectul unei succesiuni neregulate de argile nisipoase, nisipuri argiloase şi nisipuri cu intercalaţii de pietrişuri şi bolovănişuri care în zona Olteanu — Vîrtop depăşesc uneori 30 cm diametru.

Pe măsura avansării spre nord, se constată dispariţia succesivă a stratelor superioare de lignit, o dată cu creşterea în grosime a depozitelor la care participă elementele psefitice.

În zona în care interfluviul Jiu — Motru pătrunde în Depresiunea Tg.-Jiu — Tismana se constată afundarea stratelor inferioare de lignit şi subţierea acestora pînă la dispariţie.

În figura 1 am reprezentat coloana litologică a succesiunilor stratigrafice din interfluviul Jiu — Motru.

LIMITA LEVANTIN/DACIAN *

Cercetările întreprinse de D. Cîrîc (6) pe baza corelării stratelor de lignit s-au întemeiat pe descoperirea între stratele IV şi V a unui orizont fosilifer, cu un bogat conţinut de moluşte fosile, care caracterizează dacianul. Extensiunea continuă a acestui orizont în zăcămîntul de lignit din Oltenia de NV a îndreptăţit pe autorul citat să-i acorde calitatea de strat reper.

Studiile noastre au confirmat constatările făcute de D. Cîrîc, atît în ceea ce priveşte poziţia şi extensiunea orizontului fosilifer amintit, cît şi a conţinutului lui paleontologic. Menţionăm însă, că noi am mai recoltat, în afara inventarului paleontologic prezentat de acest autor, încă două specii, şi anume :

Prosodacna (*Stylodacna*) *stenopleura* Sabba

Prososthenia radmanesti Fuchs.

Mai arătăm că, în cadrul regiunii, S. Ştefănescu (34) a semnalat existenţa unui nivel fosilifer al cărui conţinut paleontologic este reprezentat prin unionizi, vivipare şi melanopside. D. Cîrîc (6) a constatat că nivelul semnalat de S. Ştefănescu se situează deasupra stratului VII, motiv pentru care a înclinat să afirme că : „limita levantin/dacian se situează undeva între stratele IV şi VII" (p. 16). Deşi după S. Ştefănescu, primele dovezi paleontologice asupra prezenţei levantinului în regiune apar deasupra stratului VII, D. Cîrîc a plasat baza levantinului în culcuşul stratului VII.

Viorica Popovici (31) şi-a exprimat părerea că stratul fosilifer mai înainte menţionat, situat deasupra stratului VII de cărbune, din care citează prezenţa speciilor *Viviparus bifarcinatus*, *V. stricturatus* şi *Psilunio bielzi*, ar putea constitui un reper în vederea caracterizării bazei levantinului, pentru întreaga regiune de NV a domeniului getic dintre valea Coşuştei şi valea Otăsăului.

Cercetările efectuate de noi asupra intervalului cuprins între culcuşul stratului V (deasupra orizontului reper cu un conţinut de moluşte fosile care caracterizează dacianul) şi acoperişul stratului VII, ne-au permis să recoltăm din forajele manuale executate, atît din depozitele dintre stratele

* Întrucît în accepţiunea veche a stratigrafiei pliocenului getic etajul levantin includea şi un interval care aparţine villafranchianului (35), (15), precizăm că în nota de faţă termenul „levantin" reprezintă exclusiv echivalentul stratigrafic al orizontului litologic inferior separat de S. Ştefănescu (34) în depozitele levantine de la Bucovăţ.

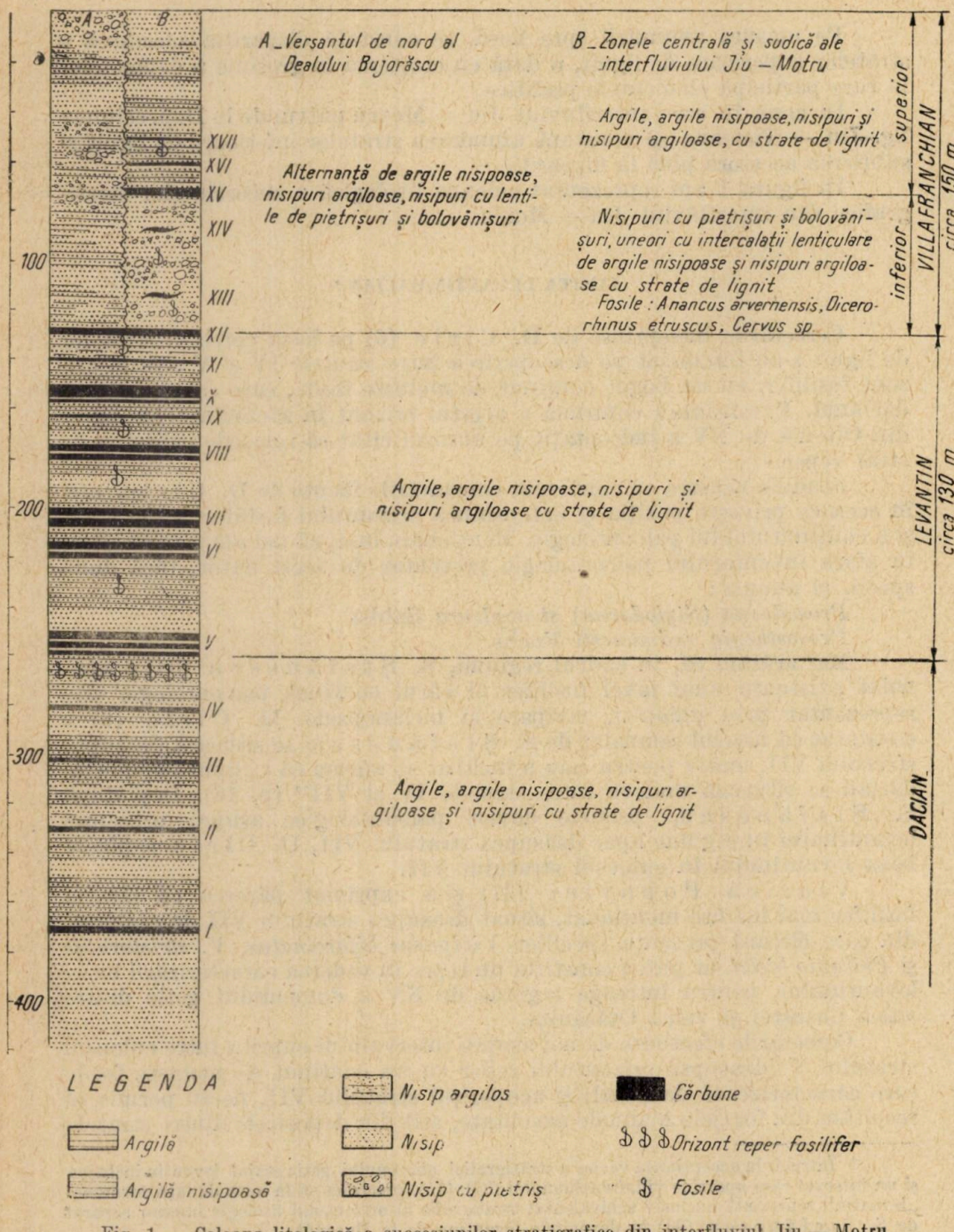


Fig. 1. — Coloana litologică a succesiunilor stratigrafice din interfluviul Jiu — Motru.

V—VI cît și din cele dintre stratele VI—VII, următoarele specii [2] care se întîlnesc frecvent în depozitele levantine :

Melanopsis alutensis Sabba
Melanopsis (*Melanopsis*) *pterochila pterochila* Brus.
Melanopsis (*Melanopsis*) *pterochila* Brus. var. *breastensis* Sabba
Melanopsis sp.
Viviparus sp.
Theodoxus (*Calvertia*) *licherdopoli scriptus* Sabba
Bulimus (*Tylopoma*) *oncophorus* Brus.
Unio sp.

În ceea ce privește conținutul paleontologic al depozitelor situate deasupra stratului VII de cărbune pînă în acoperișul stratului XII, cercetările noastre au pus în evidență faptul că în întreg acest pachet — care constituie o zonă paleontologică distinctă — se întîlnește la diferite nivele o bogată faună de moluște care caracterizează levantinul, și anume :

Melanopsis (*Melanopsis*) *bergeroni* Sabba
Melanopsis alutensis Sabba
Melanopsis (*Melanopsis*) *pterochila pterochila* Brus.
Melanopsis (*Lyrcaea*) *onusta* Sabba
Melanopsis sandbergeri Neum.
Melanopsis (*Melanopsis*) *esperioides* Sabba
Melanopsis cf. *visianina* Brus.
Melanopsis (*Lyrcaea*) *slavonica* Neum.
Melanopsis (*Melanopsis*) *pterochila* Brus. var. *breastensis* Sabba
Valvata piscinalis Müll.
Valvata (*Valvata*) *sulekiana* Brus.
Bulimus (*Tylopoma*) *oncophorus* Brus.
Viviparus bifarcinatus bifarcinatus Bielz.
Viviparus transitorius Sabba
Viviparus bifarcinatus stricturatus Neum.
Viviparus dĕzmanianus Brus.
Hyriopsis sp.
Unio atavus Part.
Unio sp.
Psilunio (*Psilunio*) *munieri* Sabba

Din corelarea materialului paleontologic recoltat de noi cu fauna fosilă identificată de D. Cîrîc și Viorica Popovici, reies următoarele concluzii :

1. Între moluștele fosile consemnate în inventarul paleontologic stabilit de D. Cîrîc, care, după părerea sa, ar caracteriza dacianul, se întîlnesc și unele specii care în Subcarpați sînt frecvente și în depozitele levantine. Aceste specii sînt : *Hydrobia syrmica*, *Emmericia rumana*, *Lithoglyphus acutus decipiens* și *Dreissena polymorpha*.

Trebuie să subliniem însă că speciile menționate nu au mai fost întîlnite de noi în conținutul paleontologic al depozitelor levantine situate imediat deasupra stratului VII din întreaga regiune cercetată.

[2] Fauna fosilă identificată a fost revizuită de Ec. Schovert.

Faţă de această constatare, ne exprimăm părerea că inventarul paleontologic stabilit de D. Cîrîc poate să constituie un criteriu valabil pentru caracterizarea dacianului.

2. În ceea ce priveşte fauna fosilă citată de Viorica Popovici (31), care ar argumenta existenţa unui orizont reper pentru fixarea bazei levantinului, observăm că această faună a fost întîlnită de noi în întreg intervalul stratigrafic cuprins între stratele VII şi XII. Din acest motiv, fauna fosilă citată de V. Popovici nu poate îndreptăţi crearea unui strat reper pentru delimitarea levantinului de dacian.

În consecinţă, faţă de faptul că între stratele de lignit V şi VII am identificat o asociaţie de moluşte fosile care în alte regiuni a fost citată din depozitele levantine, înclinăm să afirmăm că limita levantin/dacian ar trebui să fie coborîtă la baza stratului V de cărbune.

Într-adevăr, în acest sens pledează următoarele constatări :

a) Fauna de moluşte fosile întîlnită între stratele V şi VII este constituită din specii care apar pe verticală pentru prima dată în regiune, deosebindu-se net de asociaţia care caracterizează dacianul, semnalată între stratele IV şi V de cărbune.

b) În schimb, toate speciile citate de noi din intervalul stratigrafic dintre stratele V şi VII au fost reîntîlnite şi în intervalul cuprins între stratele VII şi XII a cărui apartenenţă la levantin este evidentă.

c) Dintre formele identificate între stratele V şi VII, citãm speciile *Bulimus* (*Tylopoma*) *oncophorus* şi *Melanopsis alutensis* care, după W. Wenz (36), caracterizează levantinul inferior.

Rezultă deci că baza stratului V de cărbune poate să constituie o limită stratigrafică, deasupra căreia încetează existenţa cardiaceelor daciene, apar specii de moluşte fosile care argumentează levantinul inferior şi potrivit studiilor micropaleontologice are totodată rolul de treaptă care separă o nouă zonă paleontologică caracterizată prin sărăcirea bruscă a conţinutului în speciile de ostracode frecvente în pliocenul superior.

LIMITA PLEISTOCEN/LEVANTIN

Termenul superior al pliocenului getic a fost atribuit de Sabba Ştefănescu levantinului, care ar fi reprezentat prin trei orizonturi litologice : un orizont superior predominant pelitic, un orizont mediu psamo-psefitic şi un orizont bazal precumpănitor pelitic.

Studiile întreprinse de E. Liteanu (19), (21), în legătură cu situarea limitei cuaternar/terţiar în zona centrală a Depresiunii getice, au condus la coborîrea limitei pleistocen/pliocen la baza orizontului mediu psamo-psefitic separat de Sabba Ştefănescu (34).

Acest punct de vedere a fost confirmat ulterior prin cercetările efectuate de Ec. Schovert, M. Feru, V. Şerbănescu, R. Todor, M. Croitoru şi E. Croitoru (32), (33) în zona Craiova — Filiaşi, unde s-a semnalat prezenţa orizontului psamo-psefitic atribuit de E. Liteanu bazei cuaternarului şi din care s-a identificat o bogată faună de mamifere care argumentează villafranchianul.

Cercetările întreprinse de noi în ultimii ani au stabilit extensiunea depozitului psamo-psefitic villafranchian din zona Craiova — Filiaşi, pînă în interfluviul Motru — Jiu. Această constatare reieşită din cartarea efectuată în regiune a fost confirmată şi de datele obţinute din numeroasele foraje manuale, pe baza cărora se poate afirma că începînd cel puţin din zona Craiova — Filiaşi pînă la limita nordică a regiunii studiate de noi, există un singur depozit psamo-psefitic, cu caracter continuu, echivalent în zona Craiova — Filiaşi orizontului mediu separat de Sabba Ştefănescu şi situat în interfluviul Motru — Jiu între stratele XII şi XV de cărbune.

În consecinţă, sîntem îndreptăţiţi să afirmăm că orizontul litologic psamo-psefitic cercetat are calitatea de strat reper pentru întreaga regiune studiată de noi.

În acest sens precizăm că datele de foraj au pus în evidenţă prezenţa în regiune a celor trei orizonturi litologice separate în trecut de Sabba Ştefănescu în termenul superior al pliocenului getic.

Într-adevăr, culcuşul depozitelor psamo-psefitice este reprezentat prin pachetul de formaţiuni predominant pelitice în care se intercalează stratele V—XII de cărbune.

Acoperişul depozitelor psamo-psefitice este constituit în cea mai mare parte a regiunii cercetate, dintr-o alternanţă de argile nisipoase şi nisipuri în care se situează stratele XV—XVII de cărbune.

În ceea ce priveşte vîrsta acestui strat reper, reamintim că E. Liteanu (19), (21), bazîndu-se pe datele paleontologice cunoscute pînă atunci, şi-a exprimat părerea că în zonele interne ale domeniului getic el aparţine levantinului, devenind spre exterior din ce în ce mai tînăr. În zonele centrale ale domeniului getic, stratul reper menţionat a fost atribuit villafranchianului, iar în Cîmpia dunăreană, st. prestianului.

În vederea precizării vîrstei stratului reper psefito-psamitic din zonele interne ale domeniului getic, care includ şi interfluviul Motru — Jiu, prezentăm în cele ce urmează fauna fosilă colectată de noi în acest orizont.

În ceea ce priveşte fauna de moluşte fosile, ţinem să precizăm că aceasta este foarte frecventă în orizontul reper considerat şi reprezentată prin următoarea asociaţie :

Unio pristinus pristinus Bielz.
Unio pristinus davilai Por.
Unio prominulus Sabba
Unio neumayri Brus.
Unio sabbae I. Arg.
Unio mojsvari Pen.
Unio cf. *beyrichi* Neum.
Unio cf. *gorjensis* Teiss.
Unio cf. *plostinae* Teiss.
Unio moldaviensis M. Hörn.
Unio pannonicus Neum.
Psilunio (*Psilunio*) *brandzae* Sabba
Psilunio (*Cuneopsidea*) *doljensis* Sabba
Psilunio (*Psilunio*) *condai* Por.

Psilunio (*Psilunio*) *munieri* Ştef.
Psilunio (*Psilunio*) *bielzi* Czek.
Hyriopsis sp.
Viviparus turgidus turgidus Bielz.
Viviparus turgidus pilari Brus.
Viviparus rudis rudis Neum.
Viviparus strossmayerianus Brus.
Viviparus dezmanianus Brus.
Viviparus dezmanianus Brus. var. *altecarinata* Brus.
Viviparus bifarcinatus bifarcinatus Bielz.
Viviparus craiovensis Tourn.
Viviparus transitorius Sabba
Viviparus mammatus Sabba
Melanopsis (*Melanopsis*) *sandbergeri rumana* Tourn.
Melanopsis (*Melanopsis*) *bergeroni* Sabba
Melanopsis (*Melanopsis*) *pterochila onychia* Brus.
Melanopsis (*Lyrcaea*) *slavonica* Neum.
Melanopsis (*Melanopsis*) *pterochila pterochila* Brus.
Melanopsis (*Lyrcaea*) *onusta* Sabba
Valvata sp.
Teodoxus sp.
Bulimus sp.
Lithoglyphus acutus decipiens Brus.
Dreissena polymorpha Pallas
Emmericia rumana Tourn.

Referitor la speciile citate, remarcăm faptul că unele dintre ele apar pe verticală pentru prima dată în regiune şi anume : *Unio pristinus pristinus*, *U. pristinus davilai*, *Melanopsis sandbergeri rumana*, *Psilunio* (*Psilunio*) *brandzae*, *Ps.* (*Cuneopsidea*) *doljensis*, *Ps.* (*Psilunio*) *condai*, *Viviparus turgidus pilari*, *V. rudis rudis*, *V. rudis strossmayerianus* şi *V. turgidus turgidus*. Aceste specii caracterizează, după Sabba Ştefănescu, orizonturile mediu şi superior ale levantinului de la Bucovăţ, iar după Ec. Schoverth (33) ar argumenta villafranchianul.

În orizontul litologic psamo-psefitic am descoperit în numeroase puncte resturi de mamifere fosile care au fost determinate de C. Rădulescu şi P. Samson, după cum urmează :

Mătăsari :
Anancus arvernensis Cr. et Job.
Dicerorhinus cf. *etruscus* Falc.

Valea Pocşii :
Anancus arvernensis Cr. et Job.
Dicerorhinus cf. *etruscus* Falc.
Cervus sp.

Valea Stînii :
Dicerorhinus etruscus Falc.
Cervide

Valea Pietrii :

Anancus arvernensis Cr. et Job.
Dicerorhinus etruscus Falc.
Cervus sp.

Valea Albinei :

Dicerorhinus etruscus Falc.
Cervide

Asociația de mamifere fosile cea mai frecvent întîlnită, *Anancus arvernensis* și *Dicerorhinus etruscus*, nu este tipică pentru villafranchian din cauza absenței genului *Elephas*.

Trebuie să constatăm însă că specia *Dicerorhinus etruscus* apare începînd din villafranchian, nefiind citată pînă în prezent în punctele fosilifere din Europa răsăriteană (10), (11), (26), Centrală (9), (17), (37) și mediteraneană (35), (37) în asociațiile de mamifere fosile care caracterizează pliocenul superior. În toate aceste regiuni specia menționată a fost întîlnită exclusiv în depozite pleistocen inferioare.

Această constatare ar putea să pledeze în favoarea atribuirii orizontului psamo-psefitic villafranchianului în cazul cînd s-ar descoperi în interfluviul Motru — Jiu și resturi fosile de *Elephas* (*Archidiskodon*) *meridionalis* Nesti.

O asemenea eventualitate este probabilă ținînd seama de asociațiile de mamifere fosile identificate la Bugiulești — Irimești (din dreptul latitudinii localității Covrigi) și Mateești (din dreptul latitudinii orașului Tg.-Jiu), localități situate în zona internă a domeniului getic.

Într-adevăr, O. Necrasov, P. Samson și C. Rădulescu (25) au citat la Bugiulești — Irimești, din același orizont psamo-psefitic, care în acest punct este reprezentat printr-o alternanță de nisipuri grosiere și pietrișuri cu nisipuri fine și argile nisipoase, următoarea listă de mamifere fosile [3] :

Canis etruscus F. Maj.
Nycterentes sp.
Ursus etruscus Cuv.
Crocuta perrieri Cr. et Job.
Dama nesti F. Maj.
Euctenoceros dicranius Nesti.
Cervus sp.
Libralces gallicus Azz.
Gazella sp.
Megalovis latifrons Schaub.
Leptobos sp.
Equus (*Hippotigris*) *stenonis* Cocchi
Dicerorhinus etruscus Falc.
Elephas (*Archidiskodon*) *meridionalis* Nesti.
Chelonieni

precum și un nou gen de maimuță, *Paradolichopithecus geticus* Necrasov, Samson et Rădulescu.

[3] Acest inventar paleontologic a fost completat prin determinări ulterioare care ne-au fost comunicate oral.

C. Rădulescu şi P. Samson (comunicare verbală) au identificat într-un orizont psamo-psefitic la Mateeşti, pe valea Tărîia, afluent al Oltețului următoarea faună:

Zygolophodon borsoni Hays.
Anancus arvernensis Cr. et Job.
Elephas (*Archidiskodon*) *meridionalis* Nesti.
Equus (*Hippotigris*) *stenonis* Cocchi
Dicerorhinus etruscus Falc.

Prezența incontestabilă a villafranchianului în zona internă a domeniului getic, reprezentat prin orizontul unic psamo-psefitic depus peste depozitele pliocen superioare ale regiunii, ar putea să constituie un argument în sensul atribuirii stratului reper, constituit din nisipuri cu pietrişuri şi situat în interfluviul Jiu — Motru între stratele de cărbuni XII—XV, bazei cuaternarului.

În consecință, noi înclinăm să situăm limita pleistocen/levantin la baza stratului reper psamo-psefitic. Totodată, ne exprimăm părerea că stratele de lignit XIII şi XIV cu extensiune discontinuă aparțin villafranchianului bazal. În ceea ce priveşte orizontul pelitic-psamitic, care constituie acoperişul stratului reper psamo-psefitic, în lipsa unor argumente paleontologice concludente, îl repartizăm în mod provizoriu villafranchianului superior căruia i-ar aparține prin urmare şi stratele de lignit XV—XVII.

CONCLUZII

Ca urmare a cercetărilor întemeiate pe cartările efectuate, pe corelarea datelor de foraj şi pe analiza valorii stratigrafice a faunei fosile recoltate din interfluviul Jiu — Motru, am ajuns la următoarele concluzii:

Limita levantin/dacian a fost fixată de noi la baza stratului V de cărbune, deasupra căruia încetează existența cardiaceelor daciene, apar pe verticală pentru prima dată specii de moluşte care caracterizează levantinul şi totodată se constată sărăcirea bruscă a conținutului micropaleontologic.

În consecință, stratele I—IV de lignit sînt atribuite dacianului.

Limita pleistocen/levantin a fost plasată de noi la baza orizontului reper psamo-psefitic a cărui apartenență la termenul cel mai vechi al cuaternarului a fost stabilită prin dovezi paleontologice. Ne exprimăm părerea că stratele de cărbuni V—XII urmează să fie atribuite levantinului, stratele XIII şi XIV villafranchianului inferior, iar stratele XV—XVII, villafranchianului superior.

BIBLIOGRAFIE

1. Athanasiu S., *Mamiferele terțiare din Romînia*, An. Inst. geol. Rom., 1907, **I.**
2. — *Contribuții la studiul faunei terțiare de mamifere din Romînia*, An. Inst. geol. Rom., 1908, **II.**
3. — *Resturile de mamifere cuaternare de la Măluşteni*, An. Inst. geol. Rom., 1915, **VI.**

4. ATHANASIU S., *Elephas planifrons dans le Pliocène supérieur de la Roumanie*, An. Inst. geol. Rom., 1925, **XI.**
5. BANDRABUR T., FERU M. şi OPRAN C., *Cercetări geologice şi hidrogeologice în regiunea dunăreană dintre Jiu şi Călmăţui-Urlui*, St. tehn. şi econ., seria E — Hidrogeol., 1963, *6.*
6. CÎRÎC D., *Zăcămintele de lignit dintre Motru şi Coşuştea*, St. tehn. şi econ., seria A — Prosp. şi expl. geol., 1959, *5.*
7. FERU M., TODOR R. şi ŞERBĂNESCU V., *Observaţiuni asupra unor mişcări neotectonice în zona Rovinari*, St. tehn. şi econ., seria E — Hidrogeol., 1963, *6.*
8. FILIPESCU M. G., *Recherches géologiques sur le Nord-Ouest de l'Oltenie*, Bul. Soc. Rom. Geol., 1942, **V.**
9. FINK J., *Leitlinien einer österreichischen Quaterstratigraphie*, Mitt. Geol. Ges. Wien, 1960, **53.**
10. ГРОМОВ В. И., *О верхней границе третичного периода*, Материалы по четвертичному периоду СССР, Акад. Наук СССР, Москва, 1950, *2.*
11. ГРОМОВ В. И., КРАСНОВ И. И. и НИКИФОРОВА К. В., *Основные принципы стратиграфического подразделения четвертичной системы и ее нижняя граница*, Изв. Акад. Наук, Сер. геол., 1958, *5.*
12. GROZESCU H., *Zăcămintele de lignit din Pliocenul Olteniei*, St. tehn. şi econ., 1924, **III**, *4.*
13. IARANOFF D., *La Péninsule Balkanique pendant le Quaternaire*, Soc. Géol. Bulg. Sofia, 1940, **XI.**
14. IONESCU-ARGETOAIA I., *Orizontarea etajului pontic şi limita lui superioară şi inferioară în Oltenia*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1913, **IV.**
15. — *Pliocenul din Oltenia*, An. Inst. geol. Rom., 1914, **VIII.**
16. JOJA T., *Zăcămintele de lignit din Pliocenul superior dintre Motru şi Dunăre*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1952, **XXXV** (1946—1948).
17. KRETZOI M., *Quaternary Geology and the vertebrate Fauna*, Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1953, **2.**
18. LITEANU E. şi BANDRABUR T., *Geologia Cîmpiei Getice Meridionale dintre Jiu şi Olt*, An. Com. geol., 1957, **XXX.**
19. LITEANU E., *Despre problema limitei superioare a terţiarului din Depresiunea Valahă*, St. şi cerc. geol., 1960, **V**, *2.*
20. — *Aspecte generale ale stratigrafiei Pleistocenului şi geneticii reliefului din Cîmpia română*, St. tehn. şi econ., seria E — Hidrogeol., 1961, **5.**
21. ЛИТЯНУ Е., *К вопросу о границе между третичными и четвертичными Валахской депрессии*, АН СССР, Труды Комиссии по изучению четвертичного периода, Москва, 1962, **XX.**
22. MIHĂILESCU V., *Piemontul Getic*, Rev. geogr., 1945, **II**, *I—III.*
23. МОСКВИТИН А. И., *О нижней границе плестоцена в Европе*, Москва, 1957.
24. MURGOCI G., *Terţiarul din Oltenia, cu privire la sare, petrol şi ape minerale*, An. Inst. geol. Rom., 1907, **I.**
25. NECRASOV O., SAMSON P. et RĂDULESCO C., *Sur une nouveau singe catarhinien fossile, découvert dans un nid fossilifère d'Olténie (R.P.R.)*, Anal. şt. Univ. „Al. I. Cuza", seria şt. nat., 1961, **VII**, *2.*
26. НИКИФОРОВА К. В. и АЛЕКСЕЕВА Л. И., *О границе третичной и четвертичной систем по данным фауны млекопитающих*, Тр. Геол. Ин-та АН СССР, сер. геол., Москва, 1959, *32.*
27. ONCESCU N., *Zăcămintele de lignit din Pliocenul Depresiunii Getice cuprins între valea Gilortului şi Valea Motrului*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1952, **XXXV** (1946—1948).
28. ONCESCU N. şi JOJA T., *Observaţii asupra stratigrafiei Pliocenului superior dintre valea Dunării şi valea Jiului*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1952, **XXXV** (1946—1948).
29. POPESCU VOITEŞTI I., *Evoluţia geologică-paleografică a pămîntului romînesc*, Rev. Muz. geol.-mineral., Univ. Cluj, 1935, **V**, *2.*
30. — *Sur la présence des galets de roches porphiriques à quartz dans les graviers continentaux du levantin supérieur-quaternaire*, C.R. Inst. de Sci. Roum., 1940, **IV**, *3—4.*
31. POPOVICI V., *Corelarea stratelor de lignit din Dacianul din nordul Olteniei*, St. tehn. şi econ., seria A — Prosp. şi expl. geol., 1959, *5.*

32. SCHOVERTH EC., FERU M., ŞERBĂNESCU V. şi TODOR R., *Observaţii asupra Villafranchianului din bazinul mijlociu al Jiului*, St. tehn. şi econ., seria E — Hidrogeol., 1963, *6*.
33. SCHOVERT EC., FERU M., ŞERBĂNESCU V., SBENGHE R., CROITORU M. şi CROITORU E., *Cercetări geologice în zona centrală din vestul Cîmpiei Gelice*, St. tehn. şi econ., seria E — Hidrogeol., 1963, *6*.
34. ŞTEFĂNESCU SABBA, *Etudes sur les terrains tertiaires de la Roumanie*, Lille, 1897.
35. VIRET J., *Le loess à bancs durcis de Saint-Vallier (Drome) et sa Forme de Mammifères villafranchiens*, Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon, 1954, **IV**.
36. WENZ W., *Die Mollusken des Pliozens der rumänischen Erdöl-Gebiete*, Frankfurt a. M., 1942.
37. WOLDSTEDT P., *Das Eiszeitalter*, Stuttgart, 1958. **II**.

Institutul de geologie şi geografie al Academiei R.P.R.
Primită în redacţie la 21 mai 1963.

NOI CONTRIBUȚII LA GEOCHIMIA BERILIULUI *

DE

D. GIUȘCĂ

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI R.P.R.

JEANA IONESCU și C. UDRESCU

55(05)

Într-o lucrare anterioară (2) s-a arătat că sienitele nefelinice din Masivul Ditrău au conținuturi în beriliu care variază între 2,5 și 15 p.p.m. cu o medie de 5 p.p.m. calculată din 13 probe.

V. M. Goldschmidt (3) a dat două valori informative de 10 p.p.m. BeO pentru sienitele de la Ditrău (3,6 p.p.m. Be) iar A. A. Beus (1) 5 p.p.m. Be ca medie pentru masivul miascitic de la Ilmen.

În același timp media generală pentru rocile alcaline folosită de Goldschmidt pentru calculul clarkului este de 36 p.p.m., în contrast cu valoarea mult mai scăzută de 7 p.p.m. dată de Beus pentru principalele masive alcaline de pe teritoriul U.R.S.S.

Aceste diferențe însemnate nu devin aparente în clarkul beriliului datorită ponderii foarte mici cu care intervin rocile alcaline în alcătuirea scoarței. Diferențele apreciabile între valorile clarkului date de V. M. Goldschmidt și E. B. Sandell, 1,8 respectiv 2 p.p.m. și de cercetătorii sovietici E. Fersman (4 p.p.m.), A. P. Vinogradov (6 p.p.m.) și A. A. Beus (3,5 p.p.m.) provin din diferențele care privesc rocile acide.

Astfel, în ultima evaluare a lui Beus, rocile granitice cu o participare de 48,7% intervin cu un conținut de 5 p.p.m. Be, situație care este sprijinită de conținutul de 6 p.p.m. Be al rocilor efuzive acide care au o pondere de 13,5%.

Pentru toate rocile acide, Beus ia în considerație o valoare de 5 p.p.m. Be, față de 3,6 și 3 p.p.m. Be date de Goldschmidt, respectiv, Sandell.

---

* Lucrare publicată și în « Revue roumaine de géologie, géophysique et de géographie — Série de géologie, 1964, VIII, *1—2* (în limba franceză).

St. și cerc. geol, geofiz. și geogr., Seria geologie t. 9 nr. 1 p. 93—100 București 1964

În continuarea cercetărilor privind conţinutul în beriliu al rocilor magmatice din R.P.R. au fost analizate 100 de probe, îndeosebi roci eruptive acide, gnaise granitice şi gnaise oculare. Conţinutul acestor roci variază în limite restrînse şi materialul permite să apreciem conţinutul mediu al acestor roci pe teritoriul R.P.R.

Spectrul larg al provenienţei acestor roci, din Platforma moldovenească, din complexele cristaline carpatice, din provinciile kimmerică şi laramică, împrumută valorilor obţinute o greutate deosebită deşi teritoriul este restrîns.

Au fost analizate atît roci granitice cît şi granodioritice, deoarece acestea din urmă joacă un rol important atît în masivele granitoide legate de cristalinul Carpaţilor Meridionali, cît şi în cele banatitice. O primă informaţie generală rezultă din media de 2,8 p.p.m. obţinută din mediile parţiale (tabelul nr. 1) pentru complexele luate în consideraţie. Folosind medii parţiale pe zone foarte largi (tabelul nr. 2) media generală obţinută este de 2,7 p.p.m. Be. Media aritmetică a tuturor conţinuturilor este de asemenea de 2,7 p.p.m. Be.

Tabelul nr. 1

Mediile parţiale rezultate din probele luate în consideraţie

Denumirea rocilor	Provenienţa	Nr. de probe analizate	Variaţia conţinutului în Be p.p.m.	Conţinut mediu în Be, p.p.m.
I. Gnaise	foraj Iaşi	3	2,5—4	2,8
	Cavaran (Poiana Ruscăi)	6	2,8—4,7	3,3
II. Granite, granodiorite şi riolite (porfire cuarţifere)				
a) Granite	Pricopan (Dobrogea)	3	4,1—4,7	4,4
b) granite, granodiorite	Greci (Dobrogea)	4	1,8—2,9	2,7
c) granite, granodiorite	Iacobdeal Cîrjelari Piatra-Roşie (Dobrogea)	12	1,3—6,0	3,0
d) riolite (porfire cuarţifere)	Iacobdeal Cîrjelari Camena Consul (Dobrogea)	6	1,0—2,9	2,2
e) granitoide	Carpaţii Meridionali	15	1,3—3,2	2,8
f) granite	Highiş	10	2,8—4,6	3,9
	Highiş	3	1,5—2,1	1,9
g) granite	Muntele Mare	1	—	2,6
h) granite banatitice		2	2,7—3,2	3,0
i) granodiorite banatitice		16	1,0—1,6	1,25

Eliminînd rocile granodioritice, conţinutul în Be creşte abia la 3 p.p.m. Valorile medii obţinute de noi sînt astfel sensibil mai reduse decît valoarea de 5 p.p.m. dată de B e u s pentru întregul teritoriu al U.R.S.S., ca medie a 200 de determinări.

Media pentru teritoriul R.P.R., 2,7—2,8 p.p.m. Be, se apropie pentru aceste roci de valoarea dată de S a n d e l l (3 p.p.m. Be) pe

baza a 73 de analize de roci eruptive din America și Africa. Valoarea ceva mai redusă este datorită conținutului mediu de 1,5 p.p.m. al rocilor banatitice, care au o largă dezvoltare în R.P.R.

Tabelul nr. 2

Mediile parțiale ale complexelor studiate și media generală rezultată

Denumirea rocilor	Proveniența	Nr. de probe analizate	Conținut mediu în Be p.p.m.
I. Gnaise	Platforma moldovenească	3	2,8
II. Granite și riolite	Dobrogea	25	3,1
III. Gnaise oculare	Carpații Meridionali	6	3,3
IV. Granitoide	Carpații Meridionali	15	2,8
V. Granite	Carpații Apuseni	14	2,8
VI. Banatite	Carpații Apuseni și Banat	18	1,5
		media	2,7

În tabelul nr. 3 sînt prezentate conținuturile în beriliu ale probelor cercetate, grupate după natura petrografică și proveniența lor.

Gnaisele oculare, atît cele din Platforma moldovenească, colectate din carotele forajelor de la Iași, cît și cele din complexul de la Cavaran (Poiana Ruscăi) arată conținuturi apropiate 2,8, respectiv 3,3 p.p.m. Be.

Granitele cu microclin ale Masivului Pricopan au un conținut între 4,1 și 4,7 p.p.m. Be; prin alterarea superficială a rocilor sau prin procesele de albitizare conținutul se reduce mult. Media a 5 probe din complexul de la Greci, de granite, granodiorite și diorite este sensibil mai redusă, 2,7 p.p.m. Be. În granitele alcaline de la Iacobdeal și Cîrjelari s-au determinat și conținuturi de 5—6 p.p.m., dar media este de numai 4 p.p.m. Be și scade la 3 p.p.m. Be prin folosirea datelor din ivirile de la Piatra-Roșie, situată la sud de Iacobdeal.

Deosebirile de conținut între riolitele (porfirele cuarțifere) din Dobrogea nu sînt prea mari. Cele asociate rocilor granitice alcaline de la Iacobdeal — Cîrjelari au o medie de 2,4 p.p.m. Be, riolitele triasice de la Consul 1,8 p.p.m. Be, iar cele de la Camena 2,7 p.p.m. Be. De remarcat că riolitele (porfirele cuarțifere) au un conținut mai redus decît rocile granitice și nici nu acuză valori individuale sensibil mai crescute față de medii.

Masivele din cristalinul Carpaților Meridionali sînt alcătuite din granite și granodiorite, ponderea acestora din urmă fiind foarte mare în principalele corpuri. În majoritatea cazurilor s-a dozat 1—3,2 p.p.m. Be; numai granitul de Sfîrdin face o excepție cu conținuturi pînă la 9,5 p.p.m. Media generală este de 2,8 p.p.m. Be.

În Carpații Apuseni, granitele din Highiș și Drocea conțin între 2,8 și 5,7 p.p.m. Be, cu o medie de 3,9 p.p.m. Pentru masivul de la Muntele Mare o singură probă a dat 2,6 p.p.m. Be. Granitele mărunte, porfirice

Tabelul nr. 3

Conținutul în beriliu al probelor cercetate

Proba și proveniența	Be p.p.m.
I. **Gnaise granitice și gnaise oculare**	
A. *Forajul de la Iași*	
gnais, 1 236 m adîncime	4,0
gnais, 1 344 m adîncime	2,0
gnais, 1 360 m adîncime	2,5
B. *Forajul de la Todireni*	
feldspat roșu	3,0
C. *Cavaran (Poiana Ruscăi)*	
gnais ocular	2,0
gnais ocular	4,7
gnais ocular	3,0
gnais ocular	3,0
gnais ocular	4,2
gnais aplitic	2,8
D. *Slatina Timișului (Munții Semenicului)*	
gnais de injecție	2,3
pegmatit în gnais de injecție	5,5
II. **Granite și riolite (porfire cuarțifere)**	
A. *Dobrogea*	
a) granit, Pricopan	4,5
granit, Pricopan	4,7
granit, Pricopan	4,1
granit albitizat, Pricopan	3,7
granit alterat, Pricopan	2,5
granit alterat	1,8
granit alterat	1,0
granit Cerna	1,0
granit Măcin	1,2
b) micropegmatit, Greci	1,0
granodiorit, Greci	2,6
granodiorit, Greci	2,6
granodiorit porfiric, Greci	1,8
diorit, Greci	2,9
c) granit cu riebeckit, Iacobdeal	4,5
granit cu riebeckit, Iacobdeal	5,0
granit cu riebeckit și egirin, Iacobdeal	2,2
granit cu riebeckit și egirin, Iacobdeal	2,3
granit, Piatra-Roșie	1,6
granit, Piatra-Roșie	1,8
granit, Piatra-Roșie	1,3
granit, Piatra-Roșie	2,2
granit, Piatra-Roșie	3,2
granit, Piatra-Roșie	1,4
granit cu egirin, Cîrjelari	6,0
microgranit porfiric, Atmagea	4,5
riolit (porfir cuarțifer), Iglicioara	1,0
d) riolit (porfir cuarțifer), Cîrjelari	2,1
riolit (porfir cuarțifer negru), Cîrjelari	2,5
riolit (porfir cuarțifer), Cîrjelari	2,6

Tabelul nr 3(continuare)

Proba şi proveniența	Be p.p.m.
e) riolit (porfir cuarțifer), Camena	2,4
riolit (porfir cuarțifer), Camena	2,9
riolit (porfir cuarțifer), Camena	2,9
f) riolit (porfir cuarțifer), Consul	1,9
riolit (porfir cuarțifer), Consul	1,6
B. *Carpații Meridionali*	
granit, Sfîrdin	9,5
granit, Sfîrdin	5,3
granit, Orşova	2,2
granit, Cerna	2,4
granit porfiric, Tismana	2,3
granit porfiric, Tismana	1,3
granit, Tismana	3,2
granit, Retezat	2,3
granit, Retezat	2,3
granit, Retezat	2,0
granodiorit, Retezat	2,3
C. *Carpații Apuseni*	
granit, Munții Highiş (Radna)	4,6
granit, Munții Highiş	3,1
granit, Munții Highiş	5,7
granit, Munții Highiş	4,0
granit, Munții Highiş	3,5
granit, Munții Highiş	4,0
granit, Munții Highiş	4,0
granit, Munții Highiş	3,1
granit, Munții Highiş	2,8
granit, Munții Highiş (Bîrzava)	4,0
granit, Munții Highiş (Bîrzava)	3,0
granit, Munții Highiş (Bîrzava)	3,0
granit, Munții Highiş (Bîrzava)	4,0
diorit, Munții Highiş (Bîrzava)	2,0
metagabbro, Munții Highiş (Bîrzava)	2,5
granit aplitic, Munții Highiş (Covăsinț)	1,5
porfir granitic, Munții Highiş (Covăsinț)	2,1
porfir granitic, Munții Highiş (Covăsinț)	2,1
granit, Muntele Mare	2,6
pegmatit cuarț dioritic, Munții Gilău	1,4
III. **Banatite**	
granit, valea Drăganului	3,2
granodiorit, valea Drăganului	1,3
dacit, valea Drăganului	1,5
granit, Cerbia	1,6
granit, Cerbia	1,4
granit, Cerbia	1,6
granodiorit, Săvîrşin	1,5
granodiorit, Săvîrşin	1,5
micropegmatit, Săvîrşin	1,5
granit porfiric, Săvîrşin	2,7
granodiorit, Oravița	1,0

Tabelul nr 3 (continuare)

Proba şi proveniența	Be p.p.
granodiorit, Oravița	1,0
granodiorit, Oravița	1,3
granodiorit, Maidan	1,2
granodiorit, Bocșa	1,1
granodiorit, Bocșa — Ezeriș	1,1
porfir granodioritic, Sasca-Montană	1,0
porfir granodioritic, Sasca-Montană	1,0
porfir granodioritic Moldova-Nouă	1,0
IV. **Sienite nefelinice**	
sienit nefelinic (leucocrat), Ditrău	3,4
sienit nefelinic masiv, Ditrău	2,1
nefelin din sienit pegmatitic, Ditrău	6,2

sau aplitice, din partea nordică a Masivului Highiş, mai tinere decît granitele principale, conțin numai 1,8 p.p.m. Be.

În provincia banatitică predomină granodiorite. Media generală este de 1,6 p.p.m. Be dar media obținută pentru granodiorite şi porfire granodioritice este de numai 1,25 p.p.m. Be pentru 12 probe. Cea mai ridicată valoare a granitelor banatitice s-a înregistrat pentru un granit din Masivul Vlădeasa, 3,2 p.p.m. Be.

Din aceste date rezultă că media generală este obținută cu grupe de roci în care distribuția beriliului este oarecum diferită. Această situație se reflectă în curba frecvenței conținuturilor, dedusă din histogramele pe

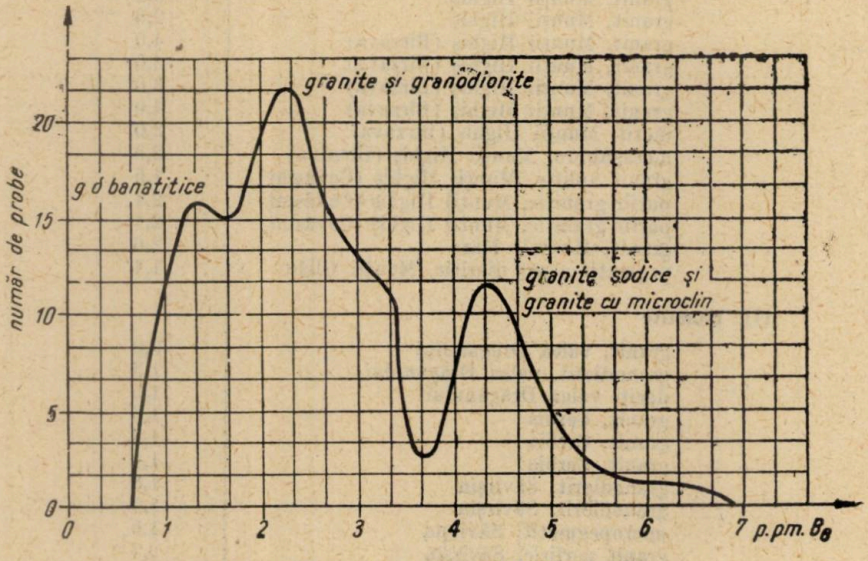


Fig. 1. — Frecvența conținuturilor în beriliu.

intervale de 0,5 p.p.m. Această curbă arată trei maxime la 1,25, 2,25 și 4,25 p.p.m. Maximul principal este datorit ponderii mari a granodioritelor din formațiunile cristaline cu un conținut cuprins de regulă între 2 și 4 p.p.m. Be. Maximul de la 4,25 p.p.m. corespunde granitelor bogate în microclin și granitelor sodice, iar maximul puțin acuzat de la 1,25 p.p.m. reflectă conținutul redus în beriliu al banatitelor (fig. 1).

Au fost analizate și 35 de probe de pegmatite și minerale din pegmatite, roci în care prezența ocazională a cristalelor de beril era o indicație de concentrare a acestui element.

a) Din corpul principal de pegmatit de la Răzoare (Munții Lăpușului) o probă a arătat 4,4 p.p.m. Be dar în vecinătatea unui cristal de beril conținutul s-a ridicat la 41 p.p.m.; dintre mineralele componente ale acestei din urmă probe, feldspatul conține 50 p.p.m. Be, mica 7,4 p.p.m. Be, iar cuarțul este lipsit de beriliu. Beriliul nu migrează în șistul învecinat, conținutul acestuia fiind de numai 2 p.p.m., fapt observat și în alte cazuri.

b) O variație apreciabilă de conținut s-a observat și în filoanele de la Bouțari — Vercerovelu (Banat). Într-un caz pegmatitul conține 7 p.p.m. în timp ce concentrația Be în muscovit este de 26 p.p.m. O situație similară arată un alt filon cu un conținut de 10,8 p.p.m. Be în pegmatit și 18,2 p.p.m. Be în muscovit. Un profil parțial începînd din culcușul unui al treilea filon a dat următoarele valori:

0,80 m,	pegmatit grafic	1,7 p.p.m. Be
1,40 m,	pegmatit grafic	2,0 p.p.m. Be
2,60 m,	pegmatit grafic	2,5 p.p.m. Be
3,60 m,	zona centrală, pegmatit cu muscovit.	25,0 p.p.m. Be
5,20 m,	pegmatit cu turmalin.	12,0 p.p.m. Be

media fiind de 4,6 p.p.m. Be.

c) Într-o probă de pegmatit de la Delinești (Munții Semenicului) feldspatul conține 1,6 p.p.m. Be, iar muscovitul 2,2 p.p.m. Be.

d) Din zăcămîntul de la Armeniș (Munții Semenicului) s-au analizat mai multe probe colectate pe un profil transversal, din culcuș spre acoperiș; datele arată o slabă variație a conținutului:

0,15 m,	pegmatit cu muscovit	3,6 p.p.m. Be
0,40 m,	pegmatit grafic	5,0 p.p.m. Be
1,40 m,	pegmatit cu muscovit și granat . . .	3,1 p.p.m. Be
2,40 m,	pegmatit cu biotit și granat	3,2 p.p.m. Be
3,40 m,	pegmatit cu muscovit și granat . . .	3,7 p.p.m. Be
5,0 m,	pegmatit cu biotit	5,2 p.p.m. Be
8,0 m,	pegmatit cuarțos cu granat și biotit .	1,6 p.p.m. Be
19,0 m,	pegmatit grafic cu muscovit	1,4 p.p.m. Be
19,0 m,	pegmatit grafic	1,0 p.p.m. Be

Conținutul mediu al corpului pegmatitic este de 3,1 p.p.m. Be. Micașistul din culcuș conține 3,6 p.p.m Be.

e) Nici în celelalte cazuri studiate nu s-au mai observat valori ridicate de conținut. Astfel, într-unul din filoanele de la Bucova — Cornu a fost cercetat un profil transversal fără să se observe variații importante :

în vecinătatea acoperișului, pegmatitic grafic. 3,9 p.p.m. Be
mijlocul filonului, pegmatit grafic . . . . . 4,0 p.p.m. Be
culcușul filonului, pegmatit grafic . . . . . 3,7 p.p.m. Be

Conținutul mediu al filonului este în acest caz de 3,8 p.p.m. Be. O probă de muscovit din pegmatit conține numai 2,3 p.p.m. Be.

Este interesant de remarcat că valorile medii (3,1, 4,6 și 3,8 p.p.m. Be) obținute pentru cele trei filoane cercetate prin mai multe probe sînt apropiate, deși distribuția beriliului este foarte deosebită. Conținuturile medii sînt comparabile celor observate în corpurile granitice.

Exprimăm mulțumiri geologilor L. Pavelescu pentru probele de granitoide din Carpații Meridionali puse la dispoziția noastră, precum și N. Gherasi pentru probele de pegmatite recoltate de d-sa.

BIBLIOGRAFIE

1. Беус А. А., *Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений*, Москва, 1960.
2. Giuscă Dan şi Popea Florica, *Contribuții la geochimia beriliului în unele roci din R.P.R.*, Com. Acad. R.P.R., 1959, **IX**, 8.
3. Goldschmidt V. M. u. Peters O., *Zur Geochemie des Berylliums*, Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math-Phys. Kl., 1932.
4. Goldschmidt V. M., *Geochemistry*, Oxford, 1954.
5. Rankama K. a. Sahana T. G., *Geochemistry*, Chicago, 1950.
6. Sandell E. B., *Beryllium content of igneous rocks*, Geochem. et Cosmochim. Acta, 1952, **II**.

Institutul de geologie şi geografie
al Academiei R.P.R.

Primită în redacție la 25 iunie 1963.

PRIVIRE GENERALĂ ASUPRA METALOGENEZEI DIN MASIVUL POIANA RUSCĂI *

DE

H. KRÄUTNER

55 (05)

Masivul Poiana Ruscăi, situat în partea de NV a Carpaţilor Meridionali, este constituit în cea mai mare parte din şisturi cristaline, peste care se dispun transgresiv, în zonele marginale şi în bazinul Rusca-Montană, formaţiuni sedimentare atribuite jurasicului superior, cretacicului superior (cenomanian-danian), tortonianului şi pliocenului. Şisturile cristaline şi depozitele sedimentare sînt străbătute de intruziuni magmatice kimmerice, laramice (banatitice) şi neogene. Magmatismului kimmeric îi aparţin numai cîteva dykuri de dolerite, legate de magmatismul bazic iniţial al geosinclinalului Mureşului. Produsele magmatismului banatitic apar în partea de V a masivului, şi sînt reprezentate prin corpuri subvulcanice şi dykuri constituite predominant din granodiorite porfirice, dacite, andezite şi prin piroclastite andezitice intercalate în sedimentele danianului din bazinul Rusca-Montană[1]. Magmatismul neogen subsecvent al orogenezei alpine, reprezentat prin corpuri riolitice, andezitice şi prin piroclastite andezitice (intercalate tortonianului), se dezvoltă în nordul masivului, unde apar şi produsele fazei finale a magmatismului subsecvent alpin (subsecvent-litogen după H. Stille (24)), reprezentate prin bazalte în iviri de dimensiuni reduse.

O mare parte din zăcămintele masivului aparţin formaţiunilor cristaline şi reprezintă acumulări metalifere metamorfozate regional. În consecinţă, ele trebuie atribuite unei *metalogeneze premetamorfice.*

Mineralogeneza sinmetamorfică nu a generat acumulări metalifere, substanţele minerale utile formate în timpul metamorfismului regional fiind reprezentate prin zăcăminte de talc în roci ultrabazice metamorfozate şi prin pegmatite.

---

* Lucrare publicată şi în „Revue roumaine de géologie, géophysique et de géographie, — Série de géologie", 1964, VIII, *1–2* (în limba germană).

[1] Al. Dincă, *Raport geologic, regiunea Rusca-Montană*, Arh. Com. geol., 1959.

Metalogeneza postmetamorfică cuprinde pe de o parte zăcămintele metalifere legate de activitatea magmatică banatitică (laramică), iar pe de altă parte unele mici acumulări sedimentare de bauxite cretacice şi de limonite cuarţitice fero-manganoase pliocene.

Produsele magmatismului iniţial kimmeric şi ale celui subsecvent alpin din cadrul şisturilor cristaline ale masivului nu sînt însoţite de fenomene

Tabelul nr. 1

Reprezentarea schematică a metalogenezei din Masivul Poiana Ruscăi

A. Metalogeneza premetamorfică

Provincia magmatică	Provincia metalogenetică	Tipul de zăcămînt
Magmatism iniţial *a*) bazic	provincia metalogenetică a magmatismului bazic iniţial *a*) subprovincia magmatismului bazic	— zăcăminte de fier vulcanogen (exhalativ) sedimentogene metamorfozate *a*) în faciesul carbonaţilor (Teliuc, Ghelar, Ruschiţa) *b*) în faciesul oxizilor (tip Lahn-Dill) (Iazuri, Tomeşti, Dîmbul Pascului, Bouţar, Stîrminosul) *c*) în faciesul sulfurilor (Boiţa) *d*) în faciesul silicaţilor (foarte rar)
b) acid	*b*) subprovincia magmatismului acid (a rocilor porfirogene)	— zăcăminte de sulfuri de Zn, Pb, Cu, metamorfozate *a*) hidrotermale 1. Zn, Pb (Muncelul-Mic) 2. Cu (Dobra, Veţel) *b*) exhalativ-sedimentare (Zn, Pb) (valea Dobra)

B. Metalogeneza postmetamorfică

1. Endogenă

Provincia magmatică	Provincia metalogenetică	Tipul de zăcămînt
Magmatism banatitic (cretacic superior-paleocen)	provincia metalogenetică a magmatismului banatitic	*a*) zăcăminte hidrotermale de sulfuri de Pb, Zn, Cu 1. impregnaţii localizate în breccii şi zone tectonice (Ruschiţa) 2. impregnaţii în skarne *b*) acumulări metasomatice de fier în skarne

2. Exogenă

Vîrsta	Caracterul depozitului	Tipul de zăcămînt
Cretacic	depozite continentale	acumulări reziduale de bauxite
Pliocen	*a*) depozite continentale	acumulări de blocuri limonitice
	b) depozite litorale	acumulări sedimentare de limonit

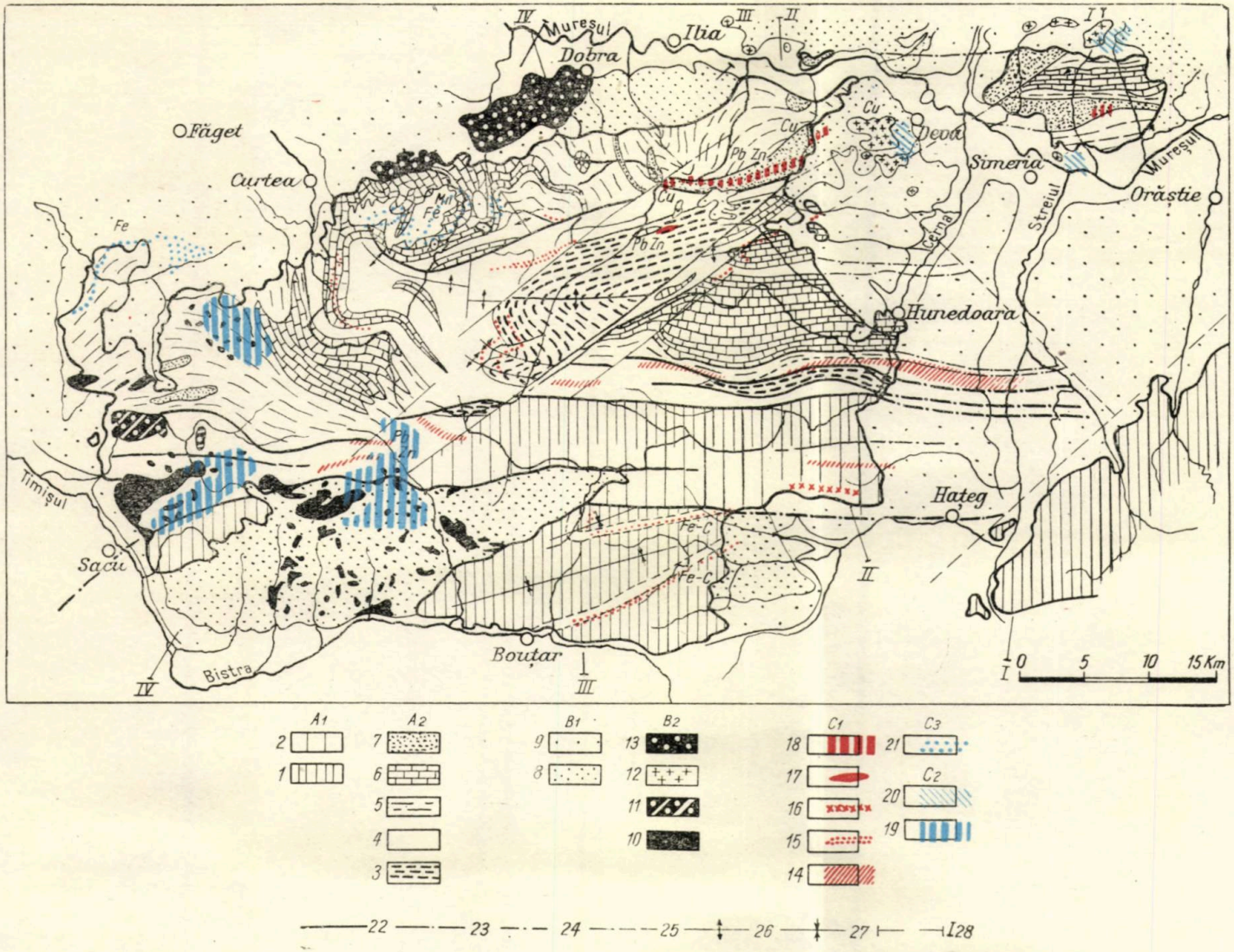
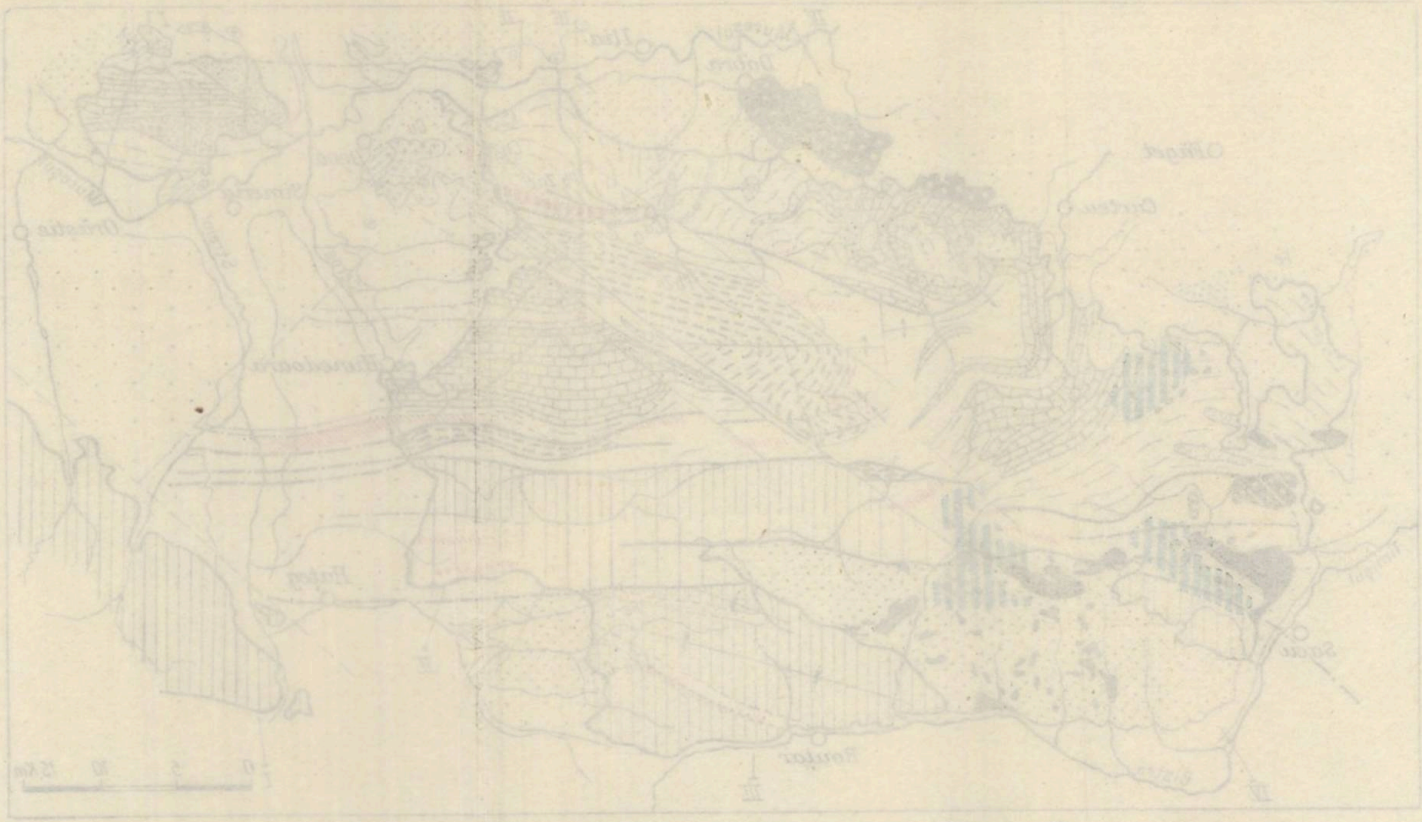


Fig. 1. — Schiţa metalogenetică a Masivului Poiana Ruscăi (geologia după harta geologică 1 : 500 000 a Comitetului geologic şi după datele geologilor H. Kräutner, M. Mureşan, O. Maier).

A. Formaţiuni cristaline. A_1, Unitatea mezometamorfică : *1*, cristalin mezometamorfic ; *2*, cristalin epimetamorfic. A_2, Unitatea epimetamorfică ; *3*, şisturi inferioare complexului de şisturi verzi tufogene ; *4*, complexul şisturilor verzi tufogene cu zăcăminte de fier ; *5*, şisturi superioare complexului de şisturi verzi tufogene ; *6*, formaţiuni recifogene dolomitice şi calcaroase ; *7*, zona rocilor porfiroide. *B*, Formaţiuni sedimentare şi eruptive. B_1, Formaţiuni sedimentare ; *8*, mesozoic (predominant cretacic superior) ; *9*, neogen, B_2, Formaţiuni eruptive ; *10*, eruptiv banatitic ; *11*, aglomerate ale eruptivului banatitic ; *12*, eruptiv neogen ; *13*, aglomerate ale eruptivului neogen, *C*, Zonele de răspîndire a zăcămintelor, C_1, Metalogeneza premetamorfică (zăcăminte metamorfozate regional) ; *14*, zăcăminte vulcanogen (exhalativ)—sedimentogene de fier în faciesul carbonaţilor ; *15*, zăcăminte vulcanogen (exhalativ)—sedimentogene de fier în faciesul oxizilor ; *16*, zăcăminte vulcanogen (exhalativ)—sedimentogene de fier în faciesul sulfurilor ; *17*, acumulări vulcanogen (exhalativ)—sedimentogene de galenă şi blendă în dolomite ; *18*, mineralizaţii hidrotermale de sulfuri de Cu, Pb, Zn, C_2, Metalogeneza postmetamorfică (zăcăminte hidrotermale) ; *19*, zăcăminte de Cu, Pb, Zn, legate de magmatismul banatitic ; *20*, zăcăminte de Cu legate de magmatismul neogen, C_3, Metalogeneza postmetamorfică (zăcăminte sedimentare); *21*, concentraţii de minereu de fier şi mangan în baza pliocenului ; *22*, falii direcţionale ; *23*, falii direcţionale în cristalinul de sub sedimentarul bazinului Streiului ; *24*, limite în cristalinul de sub sedimentarul Streiului ; *25*, falii de sub sedimentarul bazinului Streiului ; *26*, ax de anticlinal ; *27*, ax de sinclinal ; *28*, capete de profil.



de mineralizare. Provinciile metalogenetice corespunzătoare celor două provincii petrografice, dezvoltîndu-se în afara formațiunilor cristaline din Poiana Ruscăi, nu vor fi incluse deci în considerațiile generale asupra metalogenezei Masivului Poiana Ruscăi (schematizate în tabelul nr. 1).

METALOGENEZA PREMETAMORFICĂ

SCURTĂ CARACTERIZARE GEOLOGICĂ A FORMAȚIUNILOR CRISTALINE

Masivul cristalin Poiana Ruscăi este alcătuit din două unități majore, separate printr-o importantă linie tectonică direcțională orientată E—V, de-a lungul căreia unitatea sudică — mezometamorfică — apare ridicată față de cea nordică — epimetamorfică (fig. 1).

a. În *unitatea mezometamorfică* (fig. 1 și 2), studiată de L. Pavelescu (19) și recent de O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu, P. și V. Zimmermann[2], se pot distinge două zone (subunități tectonice). Cea nordică este alcătuită predominant din diverse tipuri de micașisturi, gnaise, amfibolite și calcare. În partea ei sudică se surprinde o tranziție la șisturi epimetamorfice[3] (faciesul amfibolitelor cu albit și epidot și faciesul șisturilor verzi) care alcătuiesc o fîșie orientată E—V, ce se continuă spre E sub depozitele sedimentare ale bazinului Streiului, pentru a reapare apoi decroșată spre NE în partea de N a Munților Sebeșului (6). În cadrul acestei subunități se întîlnesc zăcăminte de fier carbonatice (Țața) și de pirită (Boița—Hațeg). În sudul masivului, separată de șisturile epimetamorfice ale zonei nordice printr-o linie tectonică direcțională (Berthelot—Boița—Lunca Cernii), însoțită de fenomene de retromorfism, se dezvoltă zona sudică constituită din formațiuni mezometamorfice cu fenomene de migmatizare, granite și pegmatite. În această zonă apar zăcăminte de fier oxidice, dispuse la un anumit nivel stratigrafic (bogat în amfibolite), pe flancurile unui sinclinal cu înfundare vestică, urmat la nord de un anticlinal în bazinul văii Stîrminosul (fig. 1 și 2).

b. *Unitatea epimetamorfică* ocupă jumătatea nordică a masivului (fig.1) și cuprinde majoritatea zăcămintelor metamorfozate din Poiana Ruscăi. Prin orizontarea cristalinului epimetamorfic (tabelul nr. 2 și fig. 3) executată recent (1958—1962) de O. Maier, M. Mureșan, G. Mureșan (13), H. Kräutner, Fl. Kräutner,[4] M. Mureșan G. Mureșan[5], s-a stabilit că toate zăcămintele de fier intercalat

[2] O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu, P. Zimmermann și V. Zimmermann, *Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereu de fier în regiunea Voislova — Lunca Cernii — Bucova*, Arh. Com. geol., 1962.

[3] L. Pavelescu, O. Maier, H. Kräutner, M. Mureșan și Fl. Kräutner, *Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea Ruschița*, An. Com. geol., 1964, XLXIV (sub tipar).

[4] H. Kräutner și Fl. Kräutner, *Studii geologice în partea de NE a Masivului Poiana Ruscăi*, Arh. Com. geol., 1962.

H. Kräutner, Fl. Kräutner, M. Mureșan și G. Mureșan, *Structura geologică a regiunii Roșcani — Poieni — Poiana Răchițele — Ferigi*, Arh. Com. geol., 1962.

[5] M. Mureșan și G. Mureșan, *Studii geologice în cuprinsul foii 81 Margina — regiunea Poieni — Tomești — Luncani*, Arh. Com. geol., 1962.

concordant formațiunilor cristaline, apar la un anumit nivel stratigrafic bogat în șisturi verzi provenite din spilite, tufuri și tufite bazice. După sedimentarea complexelor inferioare (A_1, A_2, A_3) predominant terigene, concomitent cu reluarea masivă a activității magmatismului bazic ini-

Tabelul nr. 2

Orizontarea cristalinului epimetamorfic din Poiana Ruscăi și relațiile stratigrafice ale complexelor cristaline cu magmatismul și metalogeneza premetamorfică

(orizontarea cristalinului după H. Kräutner, M. Mureșan, O. Maier)

Notarea utilizată în figura 1	Denumirea complexelor	Formațiuni recifogene	Formațiuni metaeruptive	Zăcăminte hidrotermale metamorfozate	Zăcăminte vulcanogen (exhalativ)-sedimentare metamorfozate
		D	*E*		
C	complexul filitelor sericitoase și al șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice	dolomite și calcare de Hunedoara – Tomești — Luncani	porfiroide (metariolite și metacuarț-keratofire)	zăcăminte de sulfuri de Pb, Zn, Cu	—
B	complexul șisturilor verzi tufogene		metadiorite, metaserpentinite		zăcăminte de fier
A_3	complexul șisturilor grafitoase				acumulări de sulfuri de Pb și Zn în dolomite
A_2	complexul șisturilor cuarțitice sericito-cloritoase				—
A_1	complexul cuarțitelor și al șisturilor grafitoase cu intercalații de roci verzi tufogene		metadiorite		—

țial, în timpul formării complexului *B*, s-a instalat, în zona mediană a masivului, o barieră recifală dolomitică (15), (18) care a persistat pînă la finele complexului superior (*C*) și a influențat procesul de sedimentare și faciesurile zăcămintelor de fier.

Fig. 2. — Secțiuni metalogenetice prin Masivul Poiana Ruscăi.

A, Formațiuni cristaline. A_1, Unitatea mezometamorfică: *1* cristalin mezometamorfic; *2*, cristalin epimetamorfic; *3*, orizontul zăcămintelor de fier. A_2, Unitatea epimetamorfică: *4*, șisturi inferioare complexului de șisturi verzi tufogene; *5*, complexul șisturilor verzi tufogene cu zăcăminte de fier; *6*, șisturi superioare complexului de șisturi verzi tufogene; *7*, formațiuni recifogene dolomitice și calcaroase; *8*, roci porfirogene.

B, Formațiuni sedimentare și eruptive. B_1, Formațiuni sedimentare: *9*, mezozoic (predominant cretacic superior); *10*, neogen; *11*, pietrișuri și nisipuri pliocene cu minereu de Fe și Mn. B_2, Formațiuni eruptive: *12*, eruptiv banatitic; *13*, eruptiv neogen; *14*, aglomerate ale eruptivului neogen.

C, Răspîndirea zăcămintelor. C_1, Metalogeneza premetamorfică (zăcăminte metamorfozate regional): *15*, zăcăminte vulcanogen (exhalativ)-sedimentogene de fier în faciesul oxizilor; 16, zăcăminte vulcanogen (exhalativ)-sedimentogene de fier în faciesul carbonaților; *17*, zăcăminte vulcanogen (exhalativ)-sedimentogene de fier în faciesul sulfurilor; *18*, zăcăminte hidrotermale de sulfuri de Cu, Pb, Zn. C_2, Metalogeneza postmetamorfică (zăcăminte hidrotermale): *19*, zăcăminte de sulfuri de Pb, Zn, Cu, legate de magmatismul banatitic. C_3, Metalogeneza postmetamorfică (zăcăminte sedimentare): *20*, acumulări de minereu de Fe, Mn, în pietrișurile pliocene.

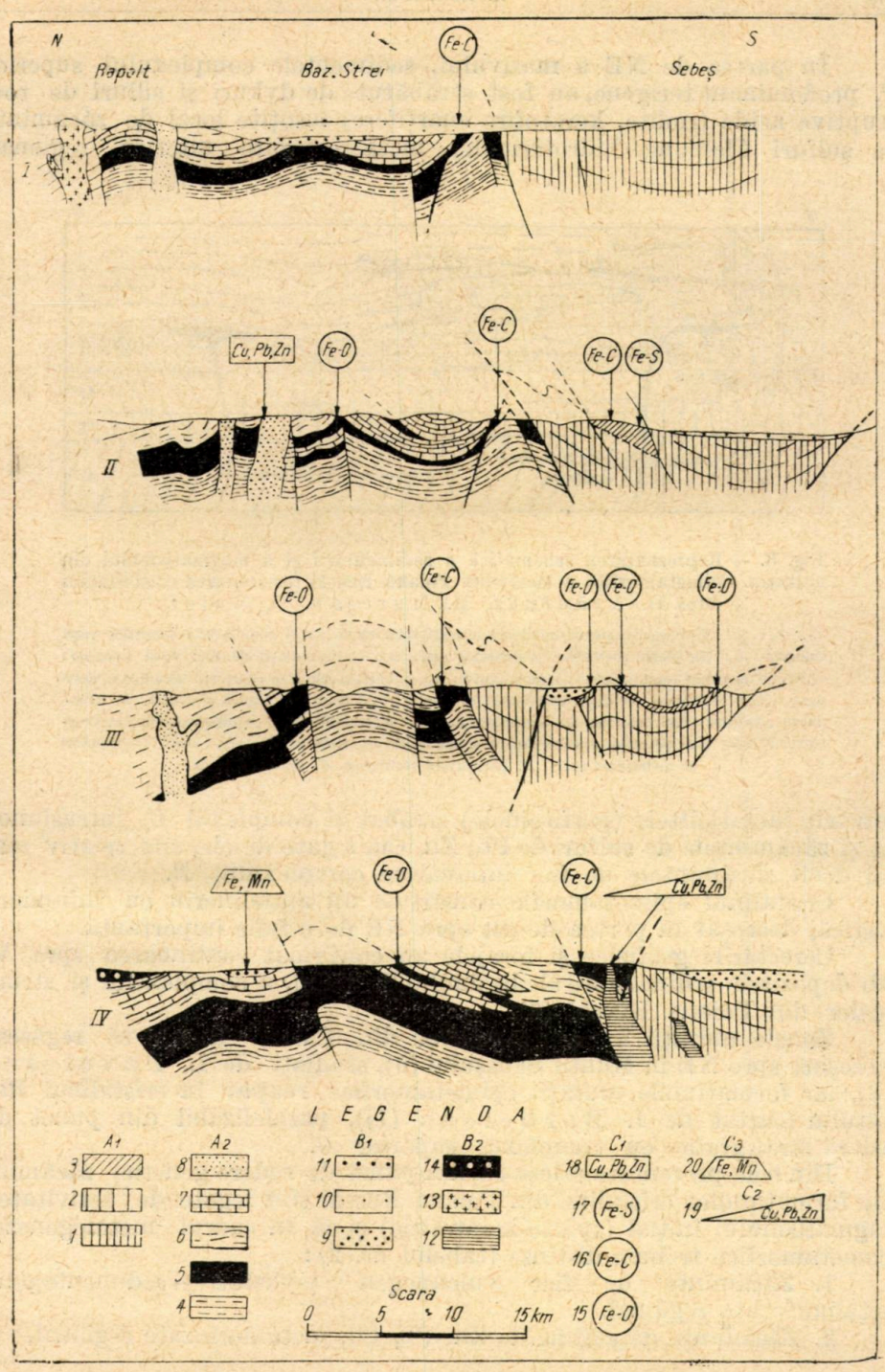

N
S
Rapolt
Baz. Streu
Sebeș
Fe-C
I
Cu, Pb, Zn
Fe-O
Fe-C
Fe-S
II
Fe-O
Fe-C
Fe-O
Fe-O
Fe-O
III
Fe, Mn
Fe-O
Fe-C
Cu, Pb, Zn
IV
L E G E N D A
A1
A2
B1
B2
C1
C3
C2
Cu, Pb, Zn
Fe, Mn
Fe-S
Fe-C
Fe-O
Scara
0
5
10
15 km

Fig. 2

În partea de NE a masivului, sedimentele complexului superior *C*, predominant terigene, au fost străbătute de dykuri şi silluri de roci eruptive acide (riolite, keratofire cuarţifere) însoţite local de zăcăminte de sulfuri filoniene hidrotermale, metamorfozate ulterior regional.

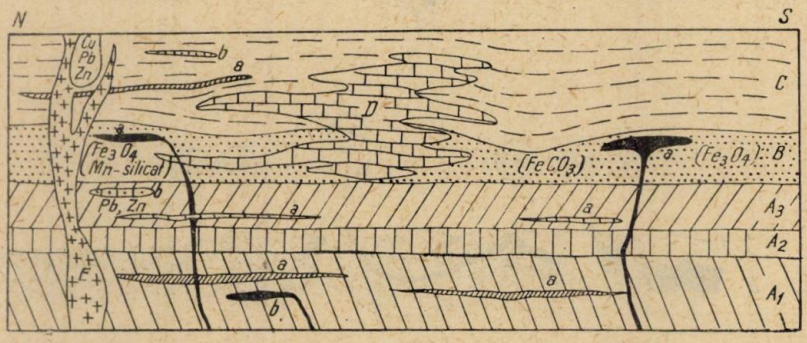


Fig. 3. — Reprezentarea schematică a sedimentării şi a magmatismului din unitatea epimetamorfică a Masivului Poiana Ruscăi (orizontarea cristalinului după H. Kräutner, M. Mureşan, O. Maier).

$A_1+A_2+A_3$. Complexe de şisturi inferioare formaţiunilor recifogene şi complexului şisturilor verzi tufogene. A_1. Complexul cuarţitelor şi şisturilor grafitoase cu intercalaţii de roci verzi tufogene: *a*, Nivele de şisturi verzi tufogene; *b*, metadiorite; A_2, complexul şisturilor cuarţitice sericitoase cloritoase; A_3, complexul şisturilor grafitoase: *a*, calcare; *b*, dolomite cu blendă şi galenă. *B*, Complexul şisturilor verzi tufogene (cu zăcăminte de fier): *a*, metadiorite şi metaserpentinite. *C*, Complexul filitelor şi al şisturilor sericito-cloritoase cuarţitice. *a*, orizonturi de şisturi verzi; *b*, orizonturi de metatufuri acide. *D*, Formaţiuni recifogene. *E*, Roci porfiroide.

Întrucît metariolitele (porfiroidele) străbat şi complexul *C*, intrusiunea lor şi zăcămintele de sulfuri de Pb, Zn, Cu, legate de ele, sînt relativ mai noi decît zăcămintele de fier intercalate complexului *B*.

Cristalinul epimetamorfic constituie un anticlinoriu cu înfundare vestică, decroşat în partea de est spre NE de o falie importantă.

Cercetările geofizice şi forajele au confirmat continuarea spre V, sub depozitele sedimentare ale bazinului Streiului, a complexelor şi structurilor din Poiana Ruscăi (6).

Zonele unităţii mezometamorfice din Poiana Ruscăi se regăsesc decroşate spre NE în Munţii Sebeşului (6), studiaţi de L. Pavelescu (18), iar formaţiunile unităţii epimetamorfice reapar în cristalinul Rapoltului (cartat de I. Berbeleac (1)), paralelizabil din punct de vedere stratigrafic cu complexul superior *C*.

Din cele prezentate reiese că, din punct de vedere genetic, zăcămintele formaţiunilor cristaline din Poiana Ruscăi sînt legate de activitatea magmatismului iniţial (spilito-keratofiric) şi că în cadrul metalogenezei premetamorfice trebuie distinse (tabelul nr. 2):

1. Zăcăminte de fier vulcanogen (exhalativ)-sedimentogene metamorfozate regional.

2. Zăcăminte de sulfuri de Zn, Pb, Cu, metamorfozate regional.

1. ZĂCĂMINTELE DE FIER VULCANOGEN-SEDIMENTOGENE METAMORFOZATE REGIONAL

Zăcămintele de fier din Poiana Ruscăi au fost considerate în trecut drept formațiuni metasomatice, idee genetică exprimată de Fr. Schafarzik (22) și adoptată ulterior de K. v. Papp (16) și V. Lațiu (11). După 1940, Al. Codarcea, N. Petrulian[6] și apoi St. Ghika-Budești[7] și D. Giușcă[8] au recunoscut originea sedimentară metamorfozată a acumulărilor ferifere, considerate ulterior de R. Dimitrescu (2) ca sedimentogen-vulcanogene. Începînd din 1958 aceste zăcăminte au constituit obiectul cercetărilor noastre (9), (10).

Zăcămintele de fier apar concordant intercalate în formațiunile cristaline. În unitatea epimetamorfică, ele sînt localizate într-un complex stratigrafic bogat în șisturi verzi tufogene (9), (10), (13), iar în cea mezometamorfică se încadrează într-un complex bogat în roci amfibolitice[9].

Minereul de fier este reprezentat în special prin roci carbonatice și oxidice, care apar sub formă de acumulări lenticulare sau stratiforme discontinuie, cutate și metamorfozate sincron cu șisturile cristaline în care se află intercalate concordant. Adesea se observă în minereu texturi rubanate, stratificații și îndințări faciale cu rocile cristaline. Variațiile faciesurilor metamorfice surprinse în complexul de șisturi cristaline în care apar zăcămintele se manifestă concomitent și în compoziția mineralogică a minereului (tabelul nr. 3).

Toate aceste fapte indică indubitabil formarea zăcămintelor metamorfozate regional printr-un proces inițial de sedimentare. Intercalarea acestor acumulări sedimentare de fier în formațiuni marine care se îndințează cu rocile dolomitice ale unei bariere recifale, indică depunerea lor în mediu marin. Zăcămintele de fier fiind dispuse exclusiv într-un complex de șisturi verzi tufogene, aportul fierului în mediul de sedimentare marin, la distanțe mari de țărm, trebuie imaginat în strînsă legătură cu activitatea magmatismului bazic inițial. Pentru acest lucru pledează și unele zăcăminte în faciesul de Lahn-Dill (23), (25), (26) din partea de nord a masivului, sincrone cu cele carbonatice din sud. Tot în sprijinul acestei idei pot fi considerate conținuturile reduse în Ba, Cu, Pb, Zn, Th, Nb, Y, La ale minereului, elemente care uneori se individualizează și mineralogic.

Zăcămintele de fier reprezintă deci formațiuni vulcanogen (exhalativ)-sedimentogene. Caracterul vulcanogen al acumulărilor de minereu de fier trebuie înțeles numai în sensul provenienței fierului în bazinul marin și al ambianței petrografice în care se dezvoltă, modul de depunere a lor fiind în esență un proces sedimentar condiționat de caracterele fizico-

[6] Al. Codarcea și N. Petrulian, *Raport geologic minier asupra zăcămintelor de fier din Poiana Ruscăi (Teliuc — Ghelar)*, Arh. Com. geol., 1942.

[7] St. Ghika-Budești, *Lentilele de magnetit din Munții Rusca de SE*, Arh. Com. geol., 1944.

[8] D. Giușcă, *Raport asupra posibilităților miniere ale regiunii Nădrag*, Arh. Com. geol., 1943.

[9] O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu, P. Zimmermann și V. Zimmermann, *Op. cit.*, 1962.

Tabelul nr. 3

Paragenezele mineralelor ferifere ale zăcămintelor de fier din Poiana Ruscăi

Facies metamorfic / Facies sedimentar	Faciesul şisturilor verzi			Faciesul amfibolitelor cu almandin
	subfacies cuarţ-albit-muscovit-clorit	subfacies cuarţ-albit-biotit	subfacies cuarţ-albit-almandin	
Faciesul carbonaţilor	siderit ± cuarţ ankerit ± cuarţ parankerit ± cuarţ siderit ± ferrodolomit siderit ± ankerit	siderit ± cuarţ ankerit ± cuarţ siderit ± ferrodolomit siderit ± ankerit	siderit ± cuarţ ankerit ± cuarţ	—
	cu oxizi	*cu oxizi*	*cu oxizi*	
	siderit + magnetit ± cuarţ ankerit + magnetit siderit + ferrodolomit + magnetit	siderit + magnetit + cuarţ ankerit + magnetit siderit + ferrodolomit + magnetit	siderit + magnetit ± cuarţ ankerit + magnetit ± cuarţ	—
	cu silicaţi	*cu silicaţi*	*cu silicaţi*	
	siderit + ferrostilpnomelan, ferristilpnomelan ± cuarţ ankerit + ferrostilpnomelan	siderit + biotit ferifer ± cuarţ siderit + ferrodolomit (ankerit) ± biotit ferifer + orthit ± pyroclor	siderit + biotit ferifer + almandin ± cuarţ siderit + cummingtonit + biotit ferifer + almandin ± cuarţ siderit + biotit ferifer + orthit ± almandin	—
	cu oxizi şi silicaţi	*cu oxizi şi silicaţi*	*cu oxizi şi silicaţi*	
	siderit + magnetit + stilpnomelan ± cuarţ siderit + magnetit + ankerit + stilpnomelan siderit + magnetit + clorit ferifer ± cuarţ siderit + magnetit + clorit ferifer + stilpnomelan + cuarţ	siderit + magnetit + biotit ferifer ± cuarţ	siderit + magnetit + biotit ferifer + almandin ± cuarţ siderit + magnetit + cummingtonit + almandin ± biotit ferifer ± cuarţ	—

	cu sulfuri siderit + pirită + cuarţ siderit + galenă ± pirită + cuarţ siderit + pirotină + mispichel siderit + mispichel	*cu sulfuri* siderit + pirită + cuarţ	*cu sulfuri* —	—
Faciesul oxizilor	hematit + cuarţ hematit + magnetit + cuarţ magnetit + cuarţ *cu silicaţi* magnetit + clorit + cuarţ magnetit + spessartin + sericit magnetit + clorit + spessartin + cuarţ magnetit + hematit + clorit + spessartin + cuarţ	hematit + cuarţ hematit + magnetit + cuarţ magnetit + cuarţ *cu silicaţi* magnetit + cummingtonit	— *cu silicaţi* —	— magnetit + hornblendă verde + almandin magnetit + hornblendă + piroxen + almandin
Faciesul silicaţilor	clorit ferifer (± magnetit ± hematit) stilpnomelan (± pirită) clorit ferifer + stilpnomelan (± magnetit)	biotit ferifer biotit ferifer + cummingtonit cummingtonit ± magnetit	biotit ferifer + almandin biotit ferifer + cummingtonit + almandin	—
Faciesul sulfurilor	—	—	pirită + cuarţ (± dolomit) pirită + blendă + galenă + cuarţ	—

chimice (Eh, pH) ale mediului de sedimentare. Compoziția mineralogică actuală a zăcămintelor este deci un rezultat al formei de depunere prin precipitare a fierului ca și al transformărilor ulterioare diagenetice și metamorfice.

În ceea ce privește faciesurile de sedimentare ale fierului, condiționate de Eh-ul și pH-ul mediului de depunere, zăcămintele din Poiana Ruscăi (9), (10) se încadrează în mod predominant în două din cele patru faciesuri cunoscute (7) : în faciesul carbonaților și cel al oxizilor. Faciesul sulfurilor și faciesul silicaților se întîlnesc cu totul subordonat.

a. *Zăcămintele în faciesul carbonaților* (tabelul nr. 4) se prezintă sub formă de corpuri sideritice și ankeritice, situate în lentile dolomitice și parankeritice (Teliuc, Ghelar), sau sub formă de lentile sideritice stratiforme intercalate direct în șisturi (Vadul-Dobrii, Afinari). Lentilele carbonatice sînt cutate larg și concordant cu șisturile cristaline din jur (fig. 4). Uneori li se asociază strate subțiri de cuarțite albitice care ar putea reprezenta metatufuri acide cuarț-keratofirice.

Petrografic minereul se caracterizează prin asocierea carbonaților de fier cu cuarț și cu oxizi, sulfuri și silicați de fier în cantități suficient de reduse, pentru ca faciesul carbonatic al minereului să apară bine individualizat (tabelul nr. 3). Carbonații sînt reprezentați prin sideroză, sideroplesit, manganosiderit, ankerit, ferrodolomit, parankerit și dolomit, după cum reiese din figura 5, în care sînt arătate și raporturile fierului față de MnO și SiO_2 din minereul carbonatic. În cîmpul corespunzător hiatusului dintre sideroză și carbonații ankeritici, minereul se caracterizează prin parageneza sideroză + ankerit sau sideroză + ferrodolomit (fig. 5, *b*).

Uneori la Teliuc și Ghelar, sideritele și ankeritele trec local, prin intermediul unor carbonatite cuarțoase, la cuarțite albe sau cenușii, pure sau slab carbonatice. Aceste roci silicioase cu structuri caracteristice provin din metamorfozarea unor geluri de silice, asemănătoare acelora întîlnite în zăcămintele faciesului de Lahn-Dill (23).

În partea de nord a masivului au fost întîlnite local oolite sideritice metamorfozate în subfaciesul cuarț-albit-muscovit-clorit.

b. *Zăcămintele în faciesul oxizilor* (tabelul nr. 4) spre deosebire de cele carbonatice apar sub formă de strate lentiliforme cu grosimi reduse, cutate strîns și concordant cu șisturile cristaline (fig. 6). Ele reprezintă acumulări ferifere în faciesul de Lahn-Dill metamorfozate regional. După ambianța petrografică și după unele caractere mineralogice, se pot grupa în două tipuri principale :

— Acumulări magnetice asociate unor cuarțite albitice (metatufuri acide cuarț-keratofirice) cum sînt cele de la Grenzenstein, Sucovate, Plosca, Nisip. Acestea pot prezenta frecvent treceri laterale la faciesuri carbonatice.

— Acumulări hematito- magnetitice și magnetitice intim asociate șisturilor verzi tufogene și amfibolitelor (Iazuri, Dîmbul Pascului, Tomești, Cerbăl, valea Fierului, Bouțar etc.). Ele sînt reprezentate prin diferite tipuri de itabirite (itabirite cuarțitice, clorito-spessartinice, calcaroase cu albit),

Tabelul nr. 4

Repartizarea zăcămintelor de fier din Poiana Ruscăi la faciesurile de sedimentare şi metamorfice

Facies metamorfic / Facies sedimentar	Faciesul şisturilor verzi			Faciesul amfibolitelor cu almandin
	subfacies cuarţ-albit-muscovit-clorit	subfacies cuarţ-albit-biotit	subfacies cuarţ-albit-almandin	
Faciesul carbonaţilor	*regiunea Teliuc — Ghelar* Teliuc Pădurea Oraşului Nicolson — 1 Mai valea Inorii Faţa Mănăstirii Filimon Muchia Moşului Ghelar E Ghelar Mihail valea Iberii — Cornet Mătrăguna Dragoş Costiş *nordul masivului* valea Nandrului	*regiunea Ruschiţa* Pîrîul cu Raci Werner Baron Boul	*regiunea Vadul-Dobrii* Vadul-Dobrii *regiunea Ruschiţa* Dealul Lupului valea Negrii Afinar valea Lupului *unitatea mezometamorfică* Ţaţa	—
Faciesul oxizilor	*nordul masivului* Tomeşti Iazuri Dîmbul Pascului Cerbăl Cutin *regiunea Teliuc — Ghelar* Grenzenstein Sucovate Plosca	*regiunea Ruschiţa* Huttmann Rudolf Nisip Pîrîul cu Raci	—	*unitatea mezometamorfică* valea Fierului Bouţar Stîrminosul Faţa Turcului
Faciesul silicaţilor	*regiunea Teliuc — Ghelar* Nicolson — 1 Mai Mihail	*regiunea Ruschiţa* Pîrîul cu Raci	*regiunea Vadul-Dobrii* Vadul-Dobrii	—
Faciesul sulfurilor	—	—	*unitatea mezometamorfică* Boiţa — Haţeg	—

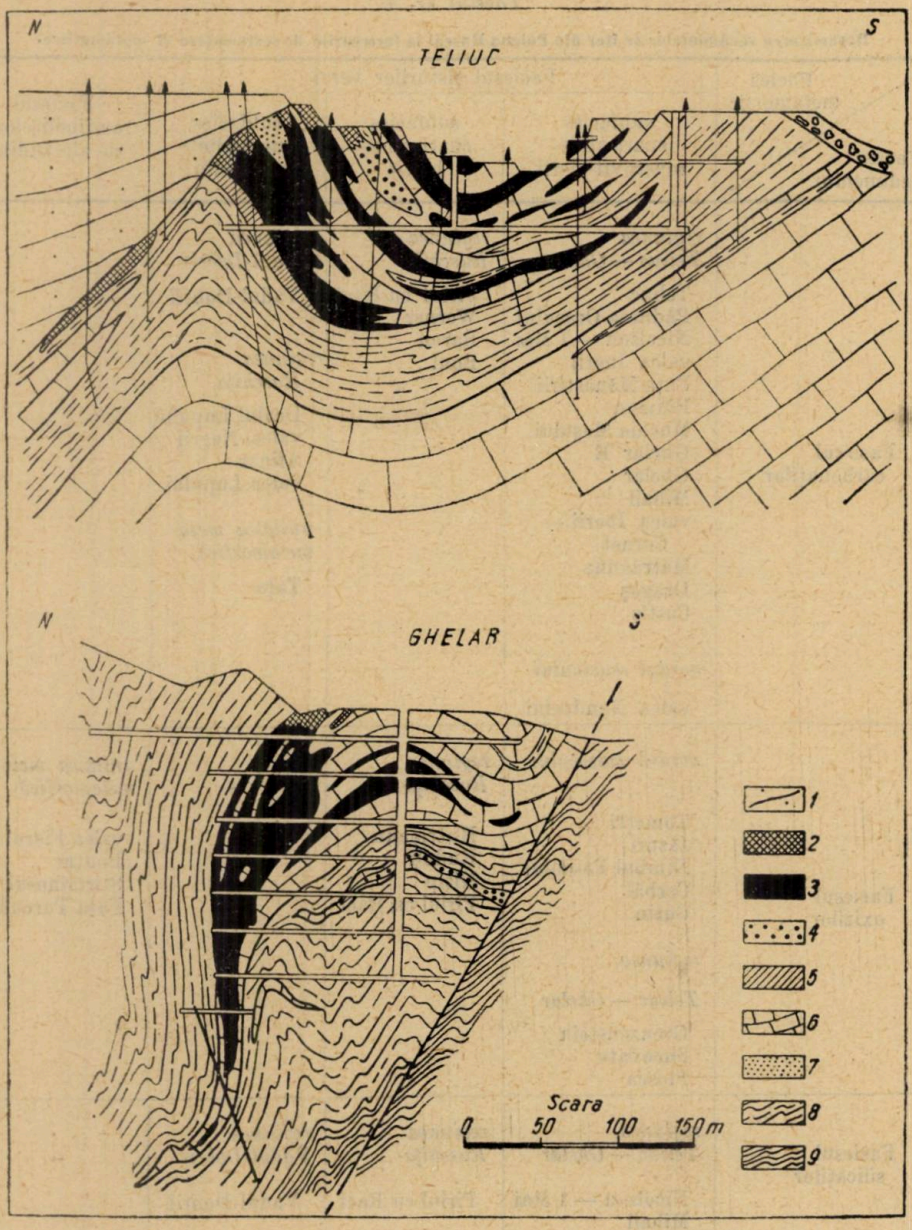


Fig. 4. — Zăcăminte de fier în faciesul carbonaţilor.

1, Tortonian; *2*, limonit; *3*, siderozā; *4*, ankerit; *5*, itabirit; *6*, parankerit şi dolomit; *7*, cuarţit; *8*, şisturi sericito-cloritoase şi şisturi verzi tufogene; *9*, şisturi sericito-grafitoase.

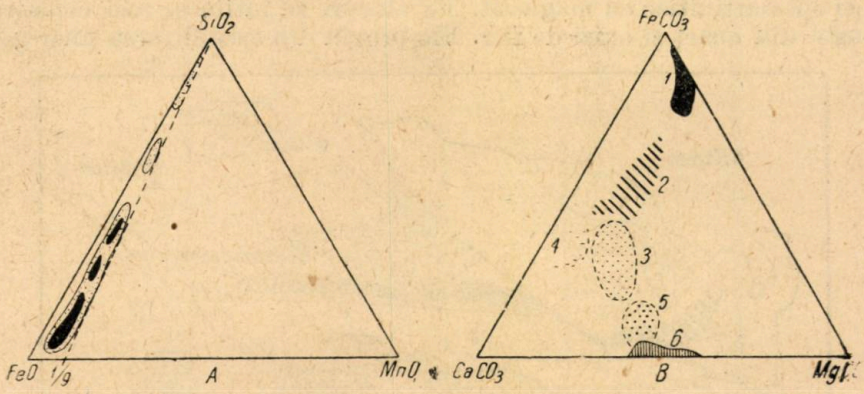


Fig. 5. — Raportul FeO : MnO : SiO_2 în minereul carbonatic (*A*) şi compoziţia chimică a carbonaţilor feriferi din minereu (*B*).

1, Sideroză, sideroplesit, mangano-siderit; *2*, parageneza sideroză + ankerit, sideroză + ferrodolomit; *3*, ankerit; *4*, ferrodolomit; *5*, parankerit şi dolomit slab ferifer; *6*, dolomite recifogene de Hunedoara.

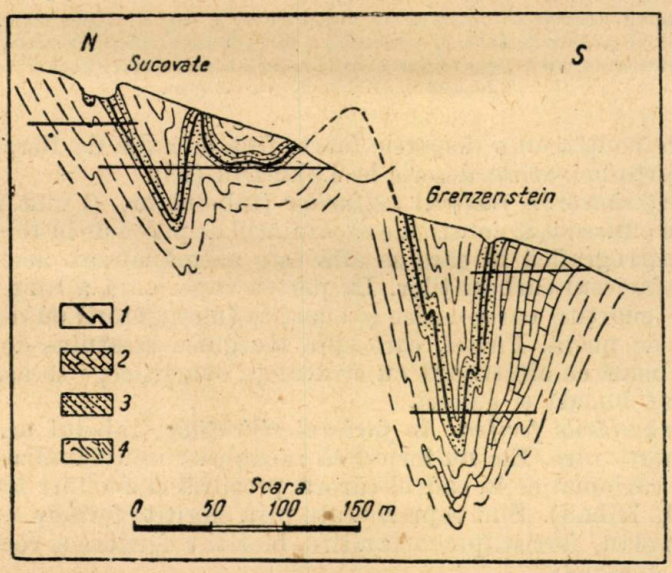


Fig. 6. — Zăcăminte de fier în faciesul oxizilor.

1, Strat magnetitic; *2*, dolomit-parankerit-ankerit; *3*, cuarţite albitice (metatufuri cuarţ-keratofirice); *4*, şisturi sericito-cloritoase şi şisturi verzi tufogene.

cuarțite cu magnetit, amfibolite cu magnetit și magnetitite. Prin îmbogățirea locală a spessartinului foarte mărunt cristalizat, se poate trece local la roci spessartinitice cu magnetit. Pe alocuri se întîlnesc roci constituite exclusiv din cuarț și oxizi de fier. Ele provin din cristalizarea unor geluri

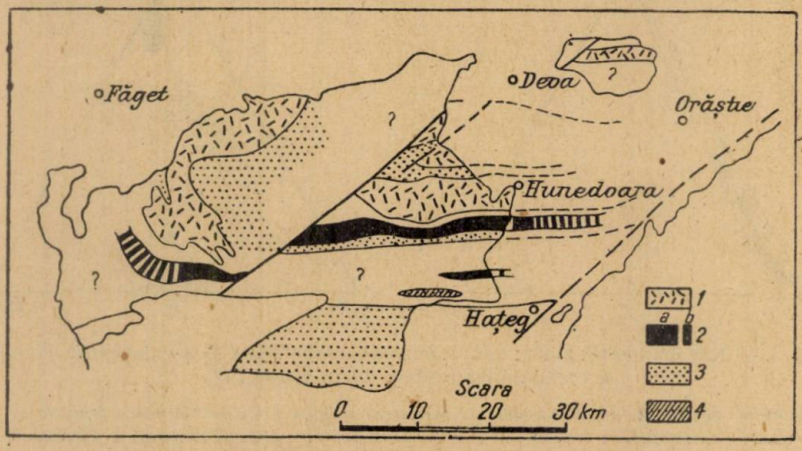


Fig. 7. — Distribuirea faciesurilor de sedimentare ale zăcămintelor de fier din Poiana Ruscăi.

1, Formațiuni dolomitice ale barierei recifale premetamorfice; *2*, aria de răspîndire a zăcămintelor de fier în faciesul carbonaților (*a*, la suprafață; *b*, presupusă sub cuvertură sedimentară sau de șisturi cristaline); *3*, aria de răspîndire a zăcămintelor de fier în faciesul oxizilor; *4*, aria de răspîndire a zăcămintelor de fier în faciesul sulfurilor.

de silice care conțineau o dispersie foarte fină de oxizi de fier, similar minereului cuarțo-hematitic descris la Lahn-Dill (23).

c. *Zăcămintele în faciesul sulfurilor* (tabelul nr. 4) sînt foarte rare. Singurul caz cunoscut îl constituie zăcămîntul de pirită de la Boița—Hațeg. Ambianța petrografică în care se află este asemănătoare aceleia a zăcămintelor în faciesul carbonaților. La partea superioară a unui strat dolomitic, apar cuarțite carbonatice și cuarțite (metageluri) cu o intercalație stratiformă de pirită. Piritei, care spre marginea stratului de minereu se prezintă în benzi ce alternează cu străturețe cuarțitice, i se asociază local și subordonat blendă și galenă.

d. *Acumulările ferifere în faciesul silicaților* (tabelul nr. 4) sînt de asemenea foarte rare. Ele nu formează zăcăminte individualizate, ci însoțesc pe cele carbonatice în cadrul cărora prezintă dezvoltări locale (Nicolson — 1 Mai, Mihail). Sînt reprezentate prin cloritite ferifere cu sau fără ferristilpnomelan, ferristilpnomelanitite, biotitite ferifere și roci cummingtonitice cu magnetit.

Distribuirea faciesurilor în care apar zăcămintele de fier în cadrul masivului arată o dependență evidentă față de dezvoltarea formațiunilor dolomitice ale barierei recifale (fig. 7). Zăcămintele amplasate la N de dolomitele de Hunedoara și NE de dolomitele de Tomești — Luncani —

între bariera recifală şi vechea zonă litorală — sînt reprezentate prin faciesul oxizilor, cu excepţia unor iviri neînsemnate de oolite metamorfozate. În sudul barierei recifale se dezvoltă o zonă importantă de acumulări ferifere în faciesul carbonaţilor, cărora li se asociază numai local mici iviri de minereu oxidic sau de silicaţi. Pe măsura depărtării de barieră spre sud — spre zona dinspre larg — se mai întîlnesc sporadic acumulări carbonatice (Ţaţa) sau de sulfuri (Boiţa) pentru ca apoi să se dezvolte exclusiv zăcăminte în faciesul oxizilor. Se constată în consecinţă o distribuţie zonară faţă de bariera recifală a modului de sedimentare a fierului, a cărui provenienţă în mediul marin trebuie privită în strînsă legătură cu activitatea magmatismului bazic iniţial.

Faciesurile de sedimentare ale fierului sînt determinate în special de Eh-ul şi pH-ul mediului. Probabil că mai ales pH-ul a putut fi influenţat de exhalaţiile, exploziile şi efuziunile submarine, care — prin ridicarea aciditătii sau alcalinităţii — puteau favoriza formarea carbonaţilor de fier sau respectiv, în locul acestora, a magnetitului şi calcitului. Nu este exclus ca influenţa barierei recifale asupra sedimentării să nu se fi rezumat numai la dirijarea curenţilor marini şi furnizarea de material carbonatic,ci şi asupra condiţiilor fizico-chimice ale mediului; probabil în special asupra Eh-ului, principalul factor ce condiţionează sedimentarea fierului sub formă de oxizi sau carbonaţi. Dispunerea zonelor de răspîndire a faciesurilor de sedimentare a fierului paralel barierei recifale ar putea constitui o indicaţie în acest sens, dar nu poate fi considerată drept o dovadă asupra unei dependenţe genetice a modului de sedimentare a fierului faţă de bariera recifală.

Extinderea mare a produselor magmatismului bazic iniţial trebuie să fie rezultatul unor erupţii liniare, care după toate probabilităţile erau direcţionale faţă de formaţiunile geosinclinalului, producîndu-se de-a lungul fracturilor de scufundare ale acestuia. Dispunerea zonară direcţională a faciesurilor de sedimentare ale fierului poate fi considerată deci şi ca o urmare a depunerii zonare a fierului în jurul fracturilor adînci direcţionale, de-a lungul cărora venirile hidrotermale şi exhalaţiile au ajuns în bazinul marin. Dovezi hotărîtoare nu se pot aduce însă nici pentru această interpretare genetică.

În urma celor arătate rezultă că zăcămintele de fier cunoscute ca tip de Lahn-Dill (23), (25), reprezintă doar un facies al unei grupe foarte largi de zăcăminte constituite din acumulări de fier vulcanogen (exhalativ)-sedimentogene. Se iveşte deci necesitatea definirii şi a celorlalte faciesuri ale acestei grupe genetice a zăcămintelor de fier. Pentru a evita introducerea unor noi denumiri locale, asemănătoare aceleia de Lahn-Dill (de exemplu tip Teliuc — Ghelar pentru zăcămintele carbonatice tipic şi larg dezvoltate în Poiana Ruscăi), considerăm adecvată şi expresivă utilizarea denumirilor de zăcăminte de fier vulcanogen (exhalativ)-sedimentogene în faciesul carbonaţilor, oxizilor, silicaţilor şi sulfurilor menţinîndu-se astfel denumirile propuse pentru faciesurile de sedimentare ale fierului, de L. H. Jeams (7).

2. ZĂCĂMINTE DE SULFURI DE Zn, Pb, Cu, METAMORFOZATE REGIONAL

Aparițiile de sulfuri metamorfozate regional sînt strîns legate de zona rocilor porfiroide din nord-estul Masivului Poiana Ruscăi (8) și din cristalinul Rapoltului (1). Porfiroidele sînt reprezentate prin dykuri și silluri constituite din diferite varietăți de riolite și keratofire cuarțifere metamorfozate regional. Din cauza metamorfismului slab al acestor roci, se mai pot recunoaște adesea urmele relicte ale unor fenomene de transformări hidrotermale premetamorfice (silicifieri, piritizări și carbonatări). Mineralizațiile de sulfuri, formate în urma activității hidrotermale care a urmat punerii în loc a riolitelor și keratofirelor cuarțifere, apar în zonele afectate de transformările hidrotermale menționate, indicînd astfel o legătură genetică cu acestea. Așa se explică lipsa unor zăcăminte asemănătoare în partea de V a masivului, unde rocile porfiroide descrise de V. C. Papiu (14), H. Savu[10], C. Chivu, V. Serafimovici[11] și de O. Maier, I. Solomon și G. Vasilescu[12] nu prezintă transformări hidrotermale, similare celora menționate mai sus.

Mineralizația de sulfuri apare fie sub formă de filoane hidrotermale de sulfuri de Pb, Zn (Muncelul-Mic (4), (8), (12)) (fig. 8) sau de Cu (Vețel (8)) metamorfozate regional, fie ca impregnații metamorfozate de calcopirită, mispichel și blendă (valea Dobra (8)) în șisturile de la contactul dykurilor cu porfiroide.

Metamorfismul regional a produs schimbări importante în forma de zăcămînt și în structura acestor acumulări hidrotermale. În afara fenomenelor de budinaj și de deformare, a cauzat mobilizări în masa sulfurilor care au migrat pe suprafețele de șistuozitate și au fost cutate o dată cu sedimentele și rocile porfiroide în care erau localizate (fig. 9). Întrucît calcopirita și galena sînt mai ușor mobilizate decît restul sulfurilor, ele au migrat în mod selectiv. Acest lucru reiese și din figura 10, unde pe lîngă raportul metalelor din zăcămîntul global de la Muncelul-Mic (*A*) este reprezentată și diferența acestor raporturi între filonul inițial (*B*, *1*) și zona cu mobilizări hidrotermal metamorfe (*B*, *2*).

Recristalizările au șters complet structura inițială a minereului. Acesta se caracterizează printr-o structură tipic metamorfică, în care raporturile dintre minerale sînt determinate de proprietățile lor fizice (duritate, maleabilitate și forță de cristalizare). În general, sulfurile dure (pirită, blendă, mispichel) cresc blastic sau sînt incluse sub forme slab cataclazate în masa sulfurilor mai moi (calcopirită, galenă) care au fost presate pe fisurile și interstițiile mineralelor mai dure.

---

[10] H. Savu, *Raport geologic asupra lucrărilor din partea de NV a Masivului Poiana Ruscăi*, Arh. Com. geol., 1953.

[11] C. Chivu și V. Serafimovici, *Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiuni geologice pentru minereu de fier și sulfuri complexe în Poiana Ruscăi*, Arh. Com. geol., 1961.

[12] O. Maier, I. Solomon și G. Vasilescu, *Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în regiunea Nădrag*, Arh. Com. geol., 1961.

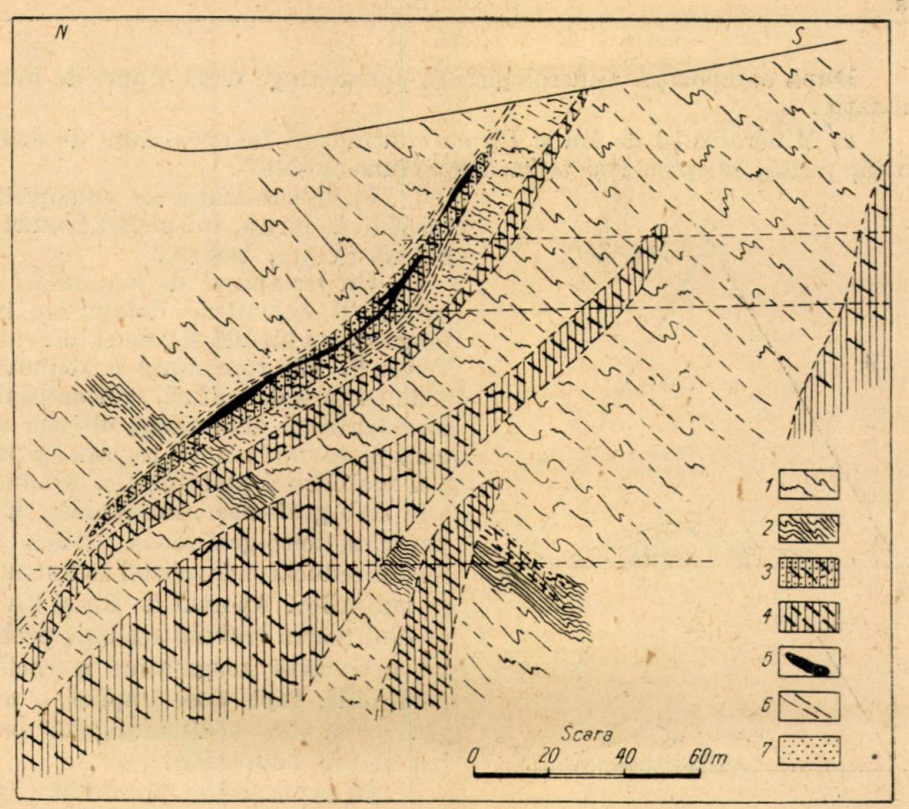


Fig. 8. — Zăcămîntul de Pb şi Zn de la Muncelul-Mic.

1, Şisturi sericito-cuarţitice; *2*, şisturi sericito-grafitoase; *3*, porfiroide riolitice cu silicifieri premetamorfice şi impregnaţii de sulfuri; *4*, porfiroide riolitice cu albitizări premetamorfice; *5*, filon hidrotermal metamorfozat; *6*, zona cu filonaşe de sulfuri mobilizate în timpul metamorfismului regional şi concordante cu şistozitatea rocilor; *7*, transformări hidrotermale metamorfozate.

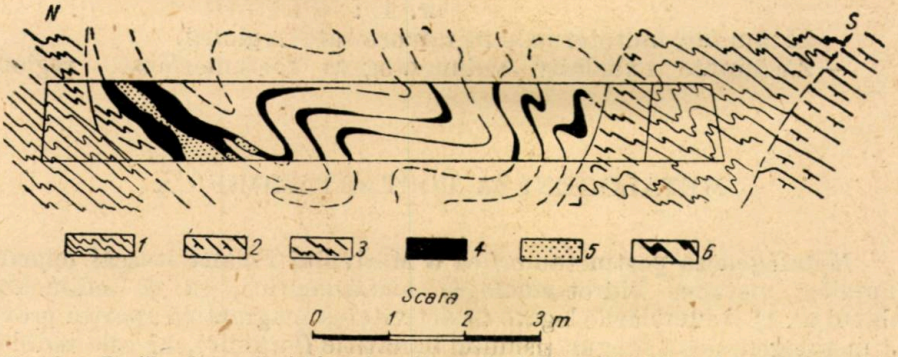


Fig. 9. — Profil prin porfiroidele mineralizate de la Muncelul-Mic (orizontul Antoniu).

1, Şisturi sericitoase cuarţitice; *2*, porfiroide riolitice cu albitizări premetamorfice; *3*, porfiroide riolitice cu silicifieri premetamorfice şi impregnate cu sulfuri; *4*, sulfuri de Pb, Zn, Cu, din filonul metamorfozat; *5*, cuarţ hidrotermal din filonul metamorfozat; *6*, filonaşe de sulfuri mobilizate metamorfic şi concordante cu şistozitatea rocilor.

După compoziția mineralogică se pot distinge două tipuri de mineralizații :

a) Mineralizații de Zn și Pb cu conținuturi foarte reduse de calcopirită, pirită, mispichel și tetraedrit (Muncelul-Mic).

b) Mineralizații de calcopirită, însoțite de pirită, mispichel blendă și galenă (Vețel, Dobra).

Un tip aparte de acumulări de sulfuri îl constituie dolomitele impregnate cu blendă și galenă din valea Dobra[13]. Ele reprezintă o depunere sedimentară de sulfuri, concomitentă formării rocii dolomitice, ulterior supusă metamorfismului regional și parțial mobilizată metamorfic. Dolomitele slab grafitoase, intercalate între șisturi sericito-grafitoase, indică un mediu reducător favorabil sedimentării sulfurilor. Aportul de Pb și Zn în mediul marin trebuie atribuit probabil activității magmatice a rocilor porfiroide, fapt care implică o origine exhalativ sedimentogenă pentru aceste acumulări.

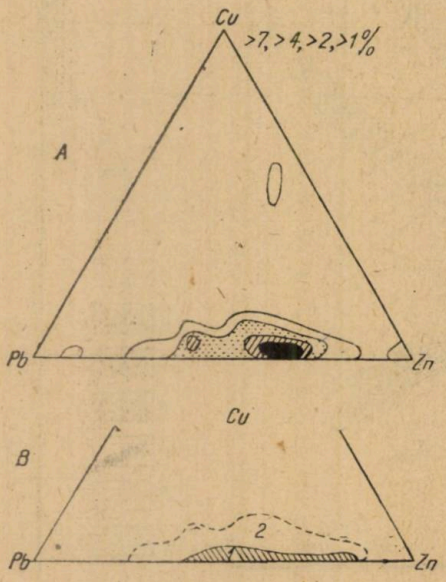


Fig. 10. — Raportul Zn : Pb : Cu din zăcămîntul de sulfuri de la Muncelul-Mic.

A, Pentru zăcămîntul global. *B*, Pentru filonul hidrotermal metamorfozat (*1*) ; pentru zona cu sulfuri mobilizate metamorfic (*2*).

În urma celor prezentate, rezultă că zăcămintele de sulfuri de Zn, Pb, Cu, ale metalogenezei premetamorfice trebuie grupate din punct de vedere genetic în (tabelul nr. 1) :

— Zăcăminte hidrotermale metamorfozate regional.
— Zăcăminte exhalativ sedimentogene metamorfozate regional.

METALOGENEZA POSTMETAMORFICĂ

Metalogeneza postmetamorfică a Masivului Poiana Ruscăi cuprinde acumulări metalice hidrotermale și metasomatice, ca și sedimentare (tabelul nr. 1). Acumulările legate de activitatea magmatică aparțin provinciei metalogenetice a magmatismului banatitic (laramic), iar cele sedimentare, cretacicului superior și pliocenului.

[13] H. Kräutner, *Dolomitele cu blendă și galenă din valea Dobra (Poiana Ruscăi)*, Dări de seamă Com. geol., 1964, L (sub tipar).

A. METALOGENEZA POSTMETAMORFICĂ ENDOGENĂ

1. PROVINCIA METALOGENETICĂ A MAGMATISMULUI BANATITIC

Provincia magmatică a rocilor banatitice, însoțită de o provincie metalogenetică bine individualizată, ocupă partea de SV și cea de V a R.P.R., cuprinzînd și jumătatea vestică a Masivului Poiana Ruscăi. În general se caracterizează prin două tipuri de zăcăminte, prezente și în Poiana Ruscăi :

a) Zăcăminte metasomatice de fier în skarne.

b) Zăcăminte hidrotermale de Pb, Zn, Cu, filoniene sau sub formă de impregnații în skarne.

Rocile banatitice ale masivului sînt reprezentate prin corpuri subvulcanice de granodiorite, granodiorite porfiritice, diorite porfiritice și dykuri de dacite, andezite, porfire granodioritice, porfire dioritice, lamprofire, în mare parte afectate de fenomene de transformări hidrotermale (epidotizări, cloritizări, silicifieri, zeolitizări) și adesea însoțite de fenomene de contact termic (skarne amfibolice, piroxenice, granatifere, epidotice și corneene variate). Rocile banatitice au fost studiate de D. Giușcă, D. Rădulescu, V. Stipol și R. Dimitrescu (5), L. Pavelescu (17), V. C. Papiu (14), H. Savu [14], iar mai recent de P. Zimmermann și V. Zimmermann [15]. De zăcămintele legate de banatitele din regiunea Nădrag s-au ocupat D. Giușcă [16], P. Zimmermann și V. Zimmermann [17], iar de cele din regiunea Ruschița, Al. Codarcea, N. Petrulian [18] și L. Pavelescu, O. Maier, H. Käutner, M. Mureșan, Fl. Kräutner [19].

a. *Acumulările metasomatice de fier în skarne* apar în vestul Masivului Poiana Ruscăi și sînt reprezentate prin impregnații de magnetit în skarne, predominant granatifere și epidotice, fără importanță economică. Cele mai reprezentative se întîlnesc în bazinul sedimentar Ruscа-Montană, la contactul corpurilor banatitice cu sedimentele slab calcaroase ale cretacicului superior (Glăvan, Alun). Peste aceste skarne cu magnetit se suprapun uneori slabe impregnații hidrotermale de pirită, calcopirită, galenă, blendă, bornit.

b. *Zăcămintele hidrotermale* se prezintă de obicei ca impregnații de sulfuri complexe în zone de breccifiere afectate de transformări hidroternale (b_1) sau în skarne (b_2).

---

[14] H. Savu, *Op. cit.*

[15] P. Zimmermann și V. Zimmermann, *Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase în zona Ascuțita-Mică, vîrful Boul, Ruschița*, Arh. Com. geol., 1962.

[16] D. Giușcă, *Op. cit.*

[17] P. Zimmermann și V. Zimmermann, *Op. cit.*

[18] Al. Codarcea și N. Petrulian, *Raport geologic minier asupra zăcămintelor de minereuri din regiunea Ruschița*, Arh. Com. geol., 1943.

[19] L. Pavelescu, O. Maier, H. Kräutner, M. Mureșan și Fl. Kräutner, *Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Ruschița*, Arh. Com. geol., 1960.

b_1. Zăcămintele de sulfuri complexe în zone breccioase cu transformări hidrotermale apar la Ruschița, valea Varnița, în regiunea Tîncova și la sud de Gladna-Romînă. Zăcămîntul de Pb și Zn de la Ruschița

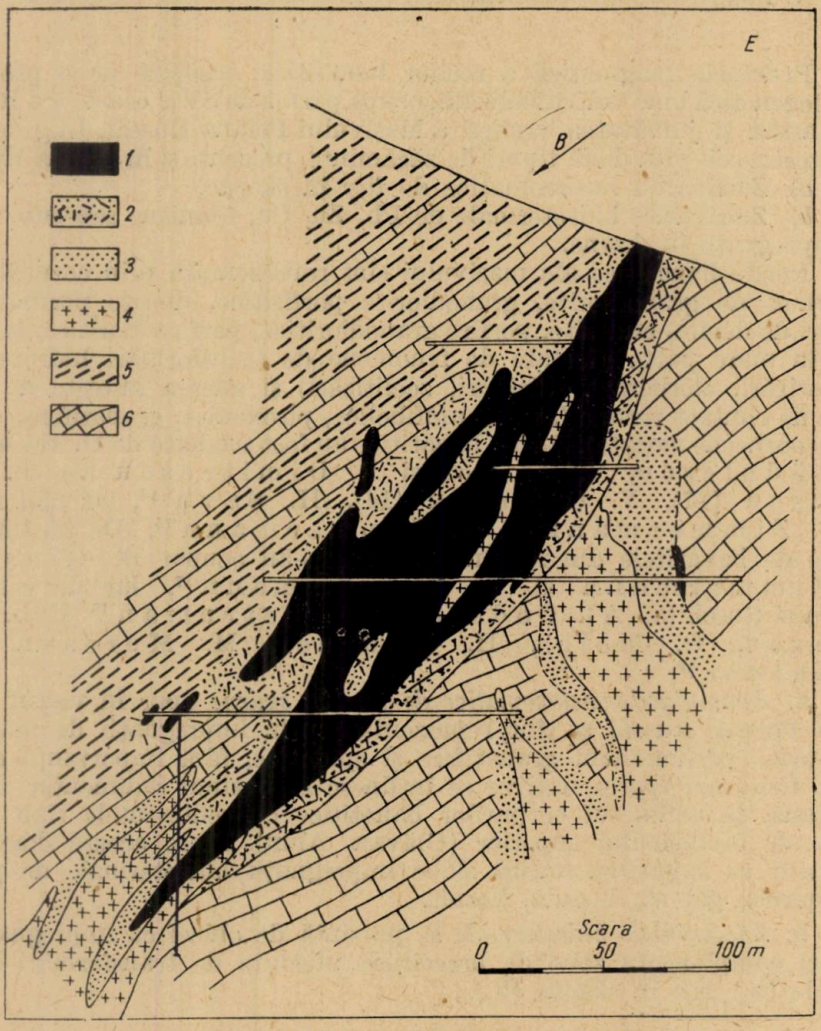


Fig. 11. — Zăcămîntul de sulfuri de Pb și Zn de la Ruschița.

1, Minereul de sulfuri de Pb și Zn; *2*, breccie calcaroasă și amfibolică silicifiată, carbonatată și cloritizată, hidrotermal; *3*, skarn; *4*, eruptiv banatitic; *5*, amfibolite; *6*, calcare marmoreene.

(fig. 11) (cel mai însemnat zăcămînt al provinciei metalogenetice banatitice din masiv) constă din impregnații și filonașe de sulfuri (galenă, blendă și, subordonat, calcopirită, bornit, pirită) într-o breccie tectonică silicifiată, carbonatată și cloritizată, situată între calcare și amfibolite. Procesul de formare a zăcămîntului trebuie conceput ca o cimentare a unei brecii

inițiale prin soluții hidrotermale mineralizatoare. Majoritatea mineralizației este amplasată în breccia calcaroasă. Se constată o oarecare dependență a caracterului mineralizației în funcție de natura petrografică a brecciei. În figura 12, pe lîngă raportul Pb : Zn : Cu al zăcămîntului global (fig. 12, *A*), sînt indicate și raporturile respective pentru minereul amplasat în breccia calcaroasă (*B*, *1*), amfibolică (*B*, *3*) și amfibolică calcaroasă (*B*, *2*). Spre adîncime se constată o slabă creștere a conținutului în Cu.

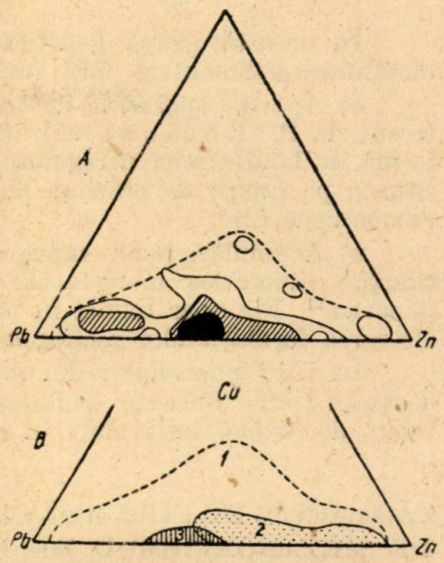


Fig. 12. — Raportul Pb : Zn : Cu din zăcămîntul Ruschița.

A, Pentru orizontul Butuza. *B*, Pentru breccia calcaroasă (*1*), breccia calcaroasă-amfibolică (*2*), breccia amfibolică (*3*).

b_2. Dintre zăcămintele hidrotermale amplasate în skarne, mai reprezentative par cele de la Varnița (fig. 13) și Ascuțita-Mică. Zăcămîntul de la Varnița apare în skarne piroxen-amfibolice și granato-epidotice formate la contactul unui dyk banatitic cu roci calcaroase și argiloase cretacice. Mineralizația constituită predominant din galenă, blendă și calcopirită, apare ca impregnații, cuiburi sau vinișoare, amplasate în special în zonele tectonizate din skarne. În skarnele granato-amfibolice este prezentă numai galena și blenda, iar în cele piroxeno-amfibolice acestora li se asociază și calcopirita.

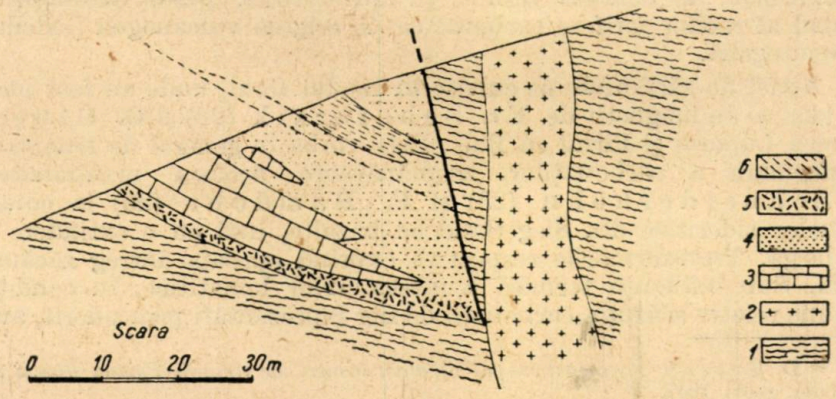


Fig. 13. — Zăcămîntul de sulfuri de Pb, Zn, Cu, din valea Varnița.

1, Șisturi cristaline; *2*, eruptiv banatitic; *3*, calcare, marne cretacice; *4*, skarn granato-epidotic cu impregnații de galenă și blendă; *5*, skarn piroxenic-amfibolic cu impregnații de galenă, blendă și calcopirită; *6*, șist argilos cornificat.

B. METALOGENEZA POSTMETAMORFICĂ EXOGENĂ

În această grupă genetică se încadrează doar cîteva acumulări metalifere sedimentare fără importanță economică deosebită :

a) Apariții sporadice de *bauxite* de vîrstă cretacică, menționate în trecut de P. Rozlozsnik (21) și D. Giuşcă [20]. Se prezintă sub formă de lentile mici neregulate (Maciova, vîrful Runc, pîrîul Fierului) situate pe limita de eroziune dintre calcare neocom-turoniene și gresii campaniene (21).

b) Acumulări sedimentare de *limonite manganoase* și de blocuri de cuarțite limonitice manganoase la baza pietrișurilor și grohotișurilor pliocene [21]. Ele apar numai în partea de NV a masivului și provin din alterarea formațiunilor recifogene.

În baza pliocenului din extremitatea nord-vestică a masivului se dezvoltă (între Bucovăț și Boteşti) un nivel constituit din cîteva stratulețe de *limonit* intercalate în nisipuri și pietrișuri.

ZĂCĂMINTE DE FIER METAMORFOZATE REGIONAL, AFECTATE DE METAMORFISMUL DE CONTACT ŞI CEL HIDROTERMAL AL ROCILOR BANATITICE

Zăcăminte de fier afectate de un metamorfism de contact și hidrotermal se întîlnesc în Poiana Ruscăi, în regiunea Ruschița, unde aria de răspîndire a rocilor banatitice se suprapune peste zona de aflorare a zăcămintelor de fier din cristalin. Caracterul polimetamorfic al unora din zăcămintele de fier ale acestei regiuni, rezultă din suprapunerea unui metamorfism de contact termic și hidrotermal, peste metamorfismul regional al rocilor ferifere carbonatice de origine vulcanogen (exhalativ)-sedimentogenă.

Astfel de zăcăminte se cunosc în Dealul Boul, unde au fost menționate skarne cu magnetit de Fr. Schafarzik (22) și D. Giuşcă [22], pe valea Lupului și Pîrîul cu Raci. Este vorba în general de fenomene de transformare a carbonaților, asemănătoare acelora menționate de H. Schneiderhöhn (23) și P. Ramdohr (20) la contactul filoanelor sideritice din Siegerland cu bazalte, însă cu o extindere mult mai largă. Transformările respective cuprind aproape întreg zăcămîntul inițial. Sub influența termică a intruziunilor banatitice, în condiții de presiune relativ scăzută, carbonații de fier reprezentați prin siderit, ankerit

[20] D. Giuşcă, *Raport asupra posibilităților miniere ale regiunii Poiana Ruscăi de SV*, Arh. Com. geol., 1947.

[21] M. Mureşan și G. Mureşan, *Op. cit.*

[22] D. Giuşcă, *Raport preliminar asupra cercetării zăcămintelor din valea Lozna (Poiana Ruscăi)*, Arh. Com. geol., 1948.

sau ferrodolomit au fost descompuşi în magnetit (uneori hematit) şi calcit sau, respectiv, dolomit:

$$3FeCO_3 \rightarrow Fe_3O_4 + 2CO_2 + CO$$

$$3FeCa_{(Mg)}C_2O_6 \rightarrow Fe_3O_4 + 3Ca_{(Mg)}CO_3 + 2CO_2 + CO$$

În minereul carbonatic caracterizat iniţial prin parageneza siderozei cu ankerit sau ferrodolomit, aceste descompuneri au fost uneori selective, afectînd numai sideroza, care se descompune la o temperatură mai joasă decît carbonaţii feriferi complecşi.

În imediata apropiere a contactului se constată transformări mai profunde. În masa minereului apar, pe de o parte, skarne cu granat (andradit-grossular) şi hedenbergit şi, pe de altă parte, corneene cu ghelenit ferifer, în rocile sărace în siliciu, şi cu fayalit în cele constituite iniţial din silicaţi de fier de tipul cloritelor şi biotitelor. Peste aceste transformări termice variate s-au suprapus ulterior fenomene hidrotermale locale, legate tot de activitatea magmatică banatitică şi reprezentate prin cloritizări, epidotizări, talcizări şi uneori prin impregnări slabe cu calcopirită sau galenă.

BIBLIOGRAFIE

1. Berbeleac I., *Cercetări geologice şi petrografice în cristalinul insulei de Rapolt (Boi — Rapolt — Rapoltel)*, Dări de seamă Com. geol., 1964, **XLIX**, *2*.
2. Dimitrescu R., *Provincii şi epoci metalogenetice în R.P.R.*, Revista minelor, 1961, **XII**, *6*.
3. Gheorghiu C., *Observation sur la vallée du Mureş entre Deva et Dobra*, C. R. Inst. Géol. Roum., 1940—1941, **XXIX**.
4. — *Consideraţii asupra genezei unor acumulări de sulfuri metalice în şisturile cristaline din R.P.R.*, Anal. Univ. Buc., seria şt. nat., 1958, *19*.
5. Giuscă D., Rădulescu D., Stiopol V. et Dimitrescu R., *Etude pétrographique de la partie SW du Massif Poiana Ruscă*, C. R. d. S. d. Com. Géol., 1961, **XL—XLI**.
6. Ionescu Fl., Krăutner H. u. Muresan M., *Beitrag zur durch neue geophysische Daten, erworbenen Kenntnis der Beschaffenheit des kristallinen Fundaments des Strei-Beckens*, Congresul V al Asociaţiei Carpato-Balcanice, Bucureşti, 1961, **II**.
7. Jeams L. H., *Sedimentary facies of iron formation*, Econ. Geol., 1954, **49**, *8*.
8. Krăutner H., *Die Zink-Blei Lagerstätte von Muncelul Mic (Poiana Ruscă)*, Congresul V al Asociaţiei Carpato-Balcanice, Bucureşti, 1961, **II**.
9. Krăutner H. şi Krăutner Fl., *Chimismul zăcămintelor de fier din partea centrală estică a masivului Poiana Ruscăi*, St. şi cerc. geol., 1962, **VII**, *1* şi *2* şi Revue de géol. et de géogr., 1963, **VII**, *1*.
10. Krăutner H., *Les gisements de fer de la partie orientale centrale du massif de Poiana Ruscă*, Dări de seamă Com. geol., 1963, **LIX**, *1*.
11. Latiu V., *Beiträge zum microgenetischen Studium der Eisenerze von Ghelar*, An. Inst. geol. Rom., 1928, **XIII**.
12. Lucca V., Butucescu N. et Cotala S., *Recherches géologiques sur les minéralisations polymétalliques de Muncelul Mic*, St. şi cerc. geol.-geogr., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1957, **VIII**, *3—4*.
13. Maier O., Muresan G. et Muresan M., *Structure géologique de la région Teliuc-Ghelar (zone centrale du massif Poiana Ruscă)*, Dări de seamă Com. geol., 1963, **LIX**, *1*.
14. Papiu V. C., *Cercetări geologice pe versantul de NV al masivului Poiana Ruscă*, Dări de seamă Com. geol., 1953, **XL**.

15. Papiu V. C., Dutu M., Popescu A. et Serafimovici V., *Recherches géologiques et pétrographiques dans le massif des Dolomies du Hunedoara*, Dări de seamă Com. geol., 1963, **XLVII**.
16. Papp K. v., *Die Eisenerz- und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches*, Budapesta, 1919.
17. Pavelescu L., *Géologie et pétrographie de la région de Ruschița*, An. Com. geol., 1958, **XXXI**.
18. — *Recherches géologiques et pétrographiques dans les Monts de Sebeș*, An. Com. geol., 1959, **XXVI—XXVIII**.
19. — *Etude géologique et pétrographique de la partie centrale et de SE des Monts Poiana Ruscă*, An. Com. geol., 1959, **XXVI—XXVIII**.
20. Ramdohr P., *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen*, Akad. Verlag, Berlin, 1960.
21. Rozlozsnik P., *Notizen über das Vorkommen von Bauxit im Pojana Ruszka und im südlichen Bihar-Gebirge*, Jahresb. d. k. ung. geol. Anst. f., 1917—1924.
22. Schafarzik Fr., *Geologische Verhältnisse der Umgebung von Ruszkabanya*, Jahresb. d. k. ung. geol. Anst. f. 1906.
23. Schneiderhöhn H., *Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde*, Jena, 1941, I.
24. Stille H., *Der geotektonische Werdegang der Karpaten*, Beihefte zum Geol. Jahrb., 1953, *8*.
25. Страхов Н. М., *Железорудные фации и их аналогии в истории земли*, Тр. Инст. Геолог. Наук, АН СССР, Геол. серия, 1947, *73*, 22.
26. Точилин М. С., *Происхождение железистых кварцитов*, Госгеолтехиздат, Москва, 1963.

Institutul geologic al Comitetului geologic.

Primită în redacție la 19 noiembrie 1963.

CONSIDERAȚII ASUPRA MIȘCĂRII MAGMEI ÎN NECKUL DE LA RACUL — CIUC (VALEA OLTULUI)

DE

AMALIA SZŐKE

55(05)

Lucrarea de față se referă la neckul de la Racul — Ciuc situat în partea de SV a Culmii Ceții, de pe versantul stîng al văii Oltului, în defileul de la Bogat, care desparte Bazinul Ciucului superior de cel mijlociu.

Dintre lucrările care se referă la geologia Harghitei și a Ciucului, vom menționa numai pe acelea care se ocupă mai îndeaproape de Culmea Ceții în care este situat neckul care ne preocupă.

I. Băncilă (1) descrie colinele conice de andezite din Culmea Ceții ca fiind vechi conuri vulcanice, care corespund cu centre de erupție embrionare, situate departe de vatra principală, încît aici, curgerile de lave au fost mai puțin abundente.

N. Gherasi[1], în două rapoarte cu privire la mineralizația de fier de la Ciuc, menționează și andezitele cu augit și hipersten din Culmea Ceții. Autorul consideră aceste andezite ca fiind curgeri de lave care înaintează pe platforma alcătuită din aglomerate și tufuri.

Într-o lucrare mai recentă, I. Treiber și Z. Mezei (10) ating și unele probleme legate de Culmea Ceții. După acești autori andezitele de aici reprezintă niște dykuri care, străbătînd prin fundamentul de șisturi cristaline, au pătruns și în sedimentele tufogene.

În lucrarea de față se pune în evidență caracterul de neck al ivirii de andezite piroxenice din cariera situată la N de comuna Racul.

Scopul lucrării este de a lămuri modul de punere în loc a unui neck, stabilit pe baza orientării preferențiale a cristalelor de feldspați în dife-

[1] N. Gherasi, *Prospectarea mineralizațiilor de fier din regiunea Mădăraș și Ineu (Ciuc)*, Raport, Arh. Com. geol., 1949.

N. Gherasi, *Cercetări asupra mineralizațiilor de fier din regiunea Mădăraș — Ciuc*, Raport, Arh. Com. geol., 1950.

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 1 p. 125—130 București 1964

ritele porțiuni ale corpului eruptiv corelate cu principalele sisteme de crăpături naturale ale rocii.

Prin aceasta noi căutăm să completăm rezultatele cercetărilor noastre întreprinse și în alte regiuni (Baia-Borșa, Baia-Mare) cu privire la aplicarea metodei structurale petrologice la studiul regiunilor eruptive terțiare.

Roca exploatată în cariera de la Racul — Ciuc, este un andezit cu piroxeni, în care la microscop se observă fenocristale de plagioclazi, hipersten și augit, cuprinse într-o masă fundamentală pilotaxitică.

Structura rocii este porfirică, iar textura masivă, neorientată în observare microscopică obișnuită (pl. I, fig. 2).

Determinările planimetrice efectuate asupra acestei roci arată următoarea compoziție mineralogică :

Minerale	Media (%)	Dimensiuni (mm)
Plagioclazi	27,80	1,37 × 0,64 — 0,30 × 0,09
Piroxeni	13,75	2,77 × 0,63 — 0,31 × 0,11
Pastă	58,45	

Plagioclazii formează fenocristale idiomorfe, zonate sau maclate după legea Albit și Albit + Karlsbad. Conținutul în anortit variază între 45 și 63%. Deosebit de frecvente sînt concrețerile în cruce sau în formă de rozete a două sau mai multe fenocristale.

Asemenea concrețeri se constată și la fenocristalele de hipersten, care se prezintă în cristale prismatice alungite. Adesea se pot observa și concrețeri orientate între hipersten și augit, care formează cristale egal dezvoltate. Alteori concrețerea paralelă dintre aceste două minerale pune în evidență succesiunea cristalizării lor. Astfel, în planșa I, figura 3 este prezentat un cristal de hipersten corodat și completat cu un augit idiomorf, maclat polisintetic.

ASPECTUL MORFOLOGIC AL NECKULUI

Neckul de la Racul — Ciuc are în plan orizontal formă eliptică, cu diametrul lung orientat E—V, avînd o lungime de aproximativ 150 m. Diametrul scurt al elipsei nu depășește 50 m (pl. II, fig. 4).

Aspectul pregnant al diaclazelor observate în carieră este acela de coloane dispuse în evantai, combinate cu separații în bancuri curbate (pl. II, fig. 5; pl. III, fig. 6).

Lungimea coloanelor nu este prea mare, rareori depășind 2 m, deoarece ele sînt traversate de principalul sistem de diaclaze notate cu M_1 în diagramele noastre structurale. Acestea din urmă reprezintă crăpături naturale endochinetice, care persistă pe zeci de metri traversînd întregul neck. Predominarea diaclazelor M_1, care au totdeauna poziție

perpendiculară pe alungirea coloanelor, împrumută neckului un aspect de „coajă de pîine" (pl. III, fig. 7; pl. IV, fig. 8).

Datorită crăpăturilor M_1, în carieră se evidențiază suprafețe curbate, încît acest sistem de crăpături nu are aceeași poziție pe tot cuprinsul neckului, dar pe diagramele construite pe baza datelor care se referă la o porțiune determinată, frecvența lor iese în evidență prin maxime bine pronunțate. Pe suprafața crăpăturilor M_1 se observă contururile poligonale determinate de intersecția acestei crăpături cu planele de separație prismatice perpendiculare pe ele, care determină separarea în coloane a rocii (pl. III, fig. 7).

Sistemele de crăpături M_2 și M_3, după care roca se separă în coloane au orientare mai puțin constantă decît crăpăturile M_1. Proiecția polilor acestor plane de separație dau în diagramele structurale suprafețe de egală frecvență mai puțin constante (pl. V și VI, diagramele *Ic*, *IIc*), nefiind localizate precis prin maxime bine accentuate. Ele se situează însă totdeauna într-o zonă bine determinată, pusă în evidență de o centură, care cuprinde ambele maxime (M_2 și M_3), avînd drept ax de zonă normala planului de crăpături principale M_1 (adică direcția de alungire a coloanelor). Privind în ansamblu corpul eruptiv studiat, observăm că axa de alungire a coloanelor se dispune radiar (pl. II, fig. 5; pl. III, fig. 6).

Ca vîrstă, sistemele de crăpături M_2 și M_3 sînt mai tinere decît sistemul M_1, acesta din urmă formîndu-se totdeauna primul. Toate trei sistemele de crăpături sînt însă de origine endochinetică, a căror formare este determinată de cauze interne, legate de tensiunile care iau naștere în interiorul magmei, în timpul consolidării sale.

CONSIDERAȚII ASUPRA MIȘCĂRII MAGMEI

În scopul stabilirii direcției de mișcare a magmei în cuprinsul neckului de la Racul—Ciuc, noi am utilizat metoda evaluării statistice a orientării preferențiale ale fenocristalelor și microlitelor de feldspați plagioclazi. Datorită habitusului lor prismatic, aceste cristale se orientează cu axa de alungire în direcția mișcării, rotindu-se totodată în jurul axei tectonice *a*. În diagrame, această rotire iese în evidență prin centura *b—c*.

În cazul de față se realizează condițiile de ridicare a magmei în coloană (coloana neckului), unde cristalele prismatice se orientează de preferință cu alungirea lor în direcția de mișcare a topiturii.

Determinarea orientării feldspaților s-a executat cu ajutorul măsuței universale Fedorov, pe secțiuni subțiri orientate, din care s-au determinat peste 2 000 de cristale (fenocristale + microlite).

Comparînd diagramele structurale pentru crăpăturile naturale (pl. V și VI, diagramele *Ic* și *IIc*), cu diagramele de orientare preferențială a fenocristalelor (pl. V și VI, diagramele *Ia* și *IIa*) și a microlitelor (pl. V și VI, diagramele *Ib* și *IIb*), constatăm următoarele:

În toate cazurile maximele crăpăturilor M_1 coincid cu maximele de orientare pentru fețele (010) ale cristalelor de feldspați. Aici noi am reprezentat prin diagrame separate orientarea preferențială a fenocristalelor și a microlitelor de feldspați însă, după cum reiese clar din planșele V și VI ele au orientare identică. Acest lucru este firesc, deoarece intruziunea, respectiv orientarea feldspaților, s-a produs atunci cînd masa fundamentală a rocii se afla încă în stare fluidă.

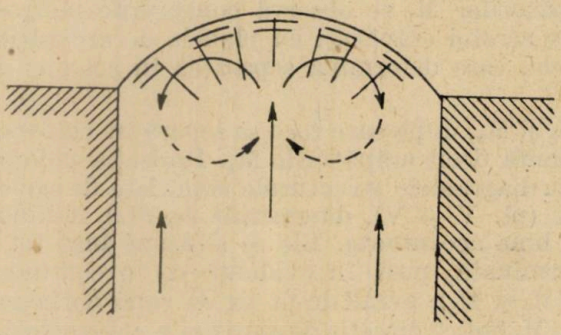


Fig. 1. — Schema mecanismului mișcării magmei în neck.

Direcția de mișcare a magmei ($a-a'$) în cazul fiecărei probe analizate s-a dovedit a fi paralelă cu înclinarea diaclazei M_1. Diagramele reprezentate în planșele V și VI ne sugerează o mișcare radiară, adică pornind de la centrul neckului și înaintînd spre părțile sale marginale.

Avînd în vedere că în ansamblul neckului crăpăturile M_1 prezintă poziție periclinală, iar în probele analizate s-a constatat că direcția de mișcare coincide cu înclinarea acestor sisteme de crăpături, generalizînd la fiecare punct al neckului această constatare, mișcarea de la centru spre periferie, paralelă totdeauna cu planul M_1, poate fi considerată ca fiind practic dovedită.

Aspectul structural petrologic, care se desprinde din studiile făcute arată că ne aflăm în prezența unui neck foarte puțin erodat și astfel nivelul actual de eroziune se află foarte aproape de suprafața de odinioară a neckului. Acest lucru ne este dovedit, pe de o parte, de frecvența predominantă a crăpăturilor M_1 față de celelalte sisteme de diaclaze. Pe de altă parte diagramele structurale construite pe baza orientării preferențiale a fenocristalelor și a microlitelor de feldspați ne sugerează o mișcare radiară, deci, de la centru spre părțile marginale ale corpului. Această mișcare radiară se explică în felul următor :

În centrul coloanei în care s-a ridicat magma, mișcarea acesteia a fost mai rapidă, deoarece la margini ea a fost frînată de pereții neckului. Astfel, părțile de magmă ridicate în centrul coloanei, ajunse la suprafață sînt nevoite să se împrăștie radiar sub pătura superioară de magmă deja consolidată datorită răcirii rapide. Fiind împinse în continuare de părțile de magmă, ridicate în centru, ele găsesc o arie de presiune relativ mai scăzută în apropierea părților coșului către care se îndreaptă. Însă aici sînt împinse de data aceasta de părțile marginale ale magmei care, deși încet, se ridică totuși, încît pînă la urmă sînt prinse din nou — cu cea mai mare viteză — în curentul principal din centrul coloanei. Astfel iau naștere curenți circulari în direcția arătată de săgețile din schița figurii 1.

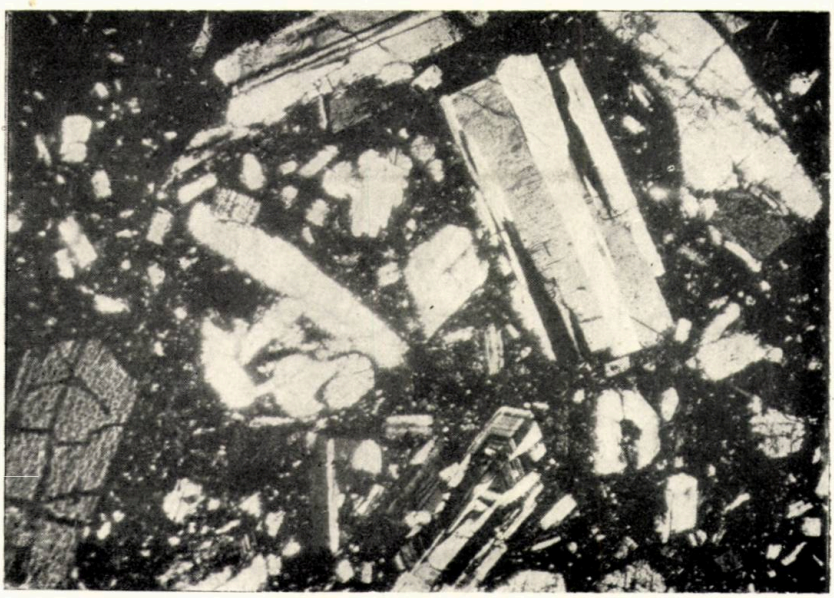


Fig. 2. — Structura andezitului cu piroxeni de la Racul — Ciuc (N + ; 100 ×).

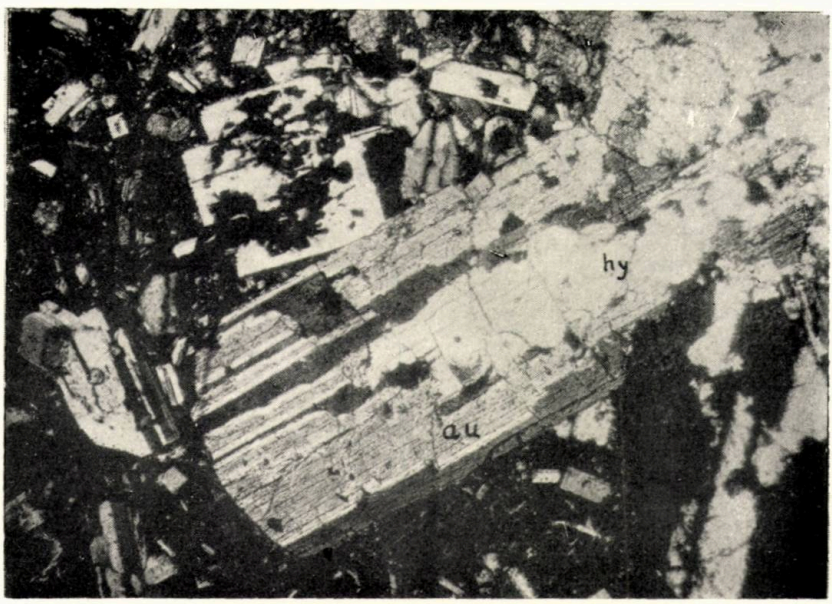


Fig. 3. — Hipersten (*hy*) în augit (*au*) maclat polisintetic, în andezitul de la Racul — Ciuc (N + ; 100 ×).

PLANȘA II

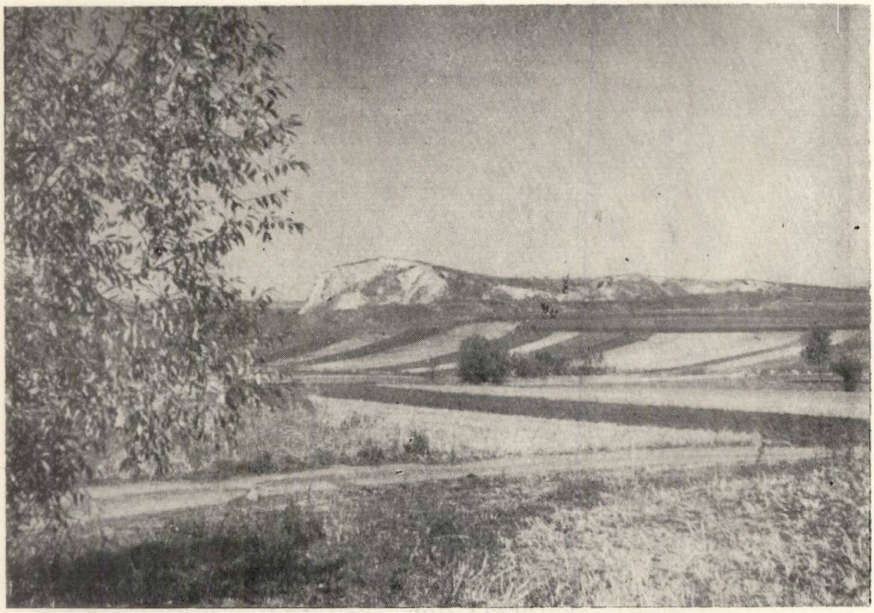


Fig. 4. — Vedere de ansamblu asupra neckului de la Racul — Ciuc, privit din direcția sudică.

Fig. 5. — Detaliu în partea de NV a carierei de la Racul — Ciuc. Separație columnară în evantai, traversată de crăpăturile principale M_1.

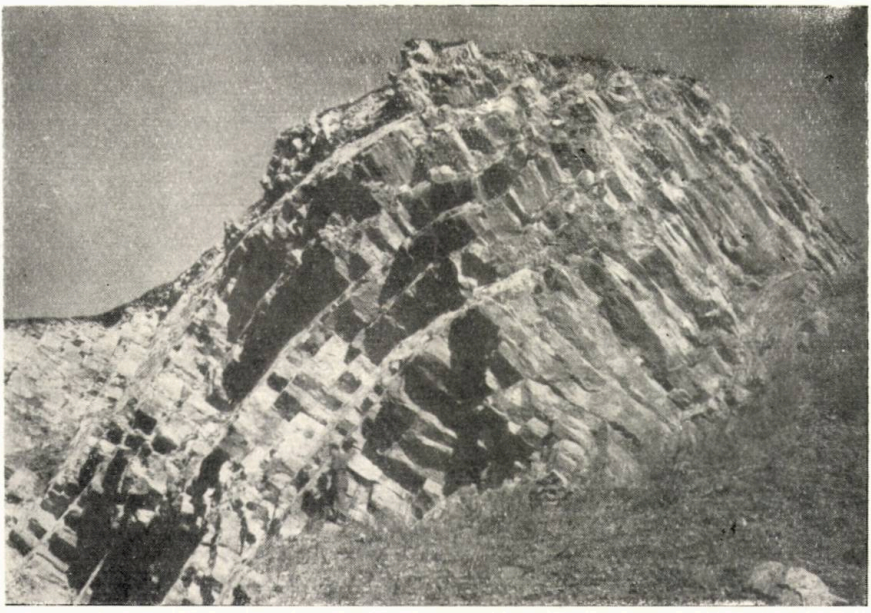


Fig. 6. — Separație columnară în capătul de SV al carierei de la Racul — Ciuc.

Fig. 7. — Crăpăturile principale M_1 pe suprafața cărora se observă contururi poligonale, determinate de intersecțiile cu crăpăturile prismatice.

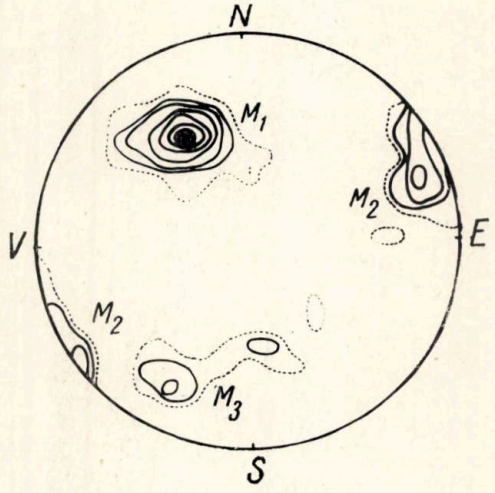


Fig. 8. — Neckul de la Racul — Ciuc, văzut în partea de N a carierei vestice. M_1, M_2, M_3 = principalele sisteme de crăpături naturale.

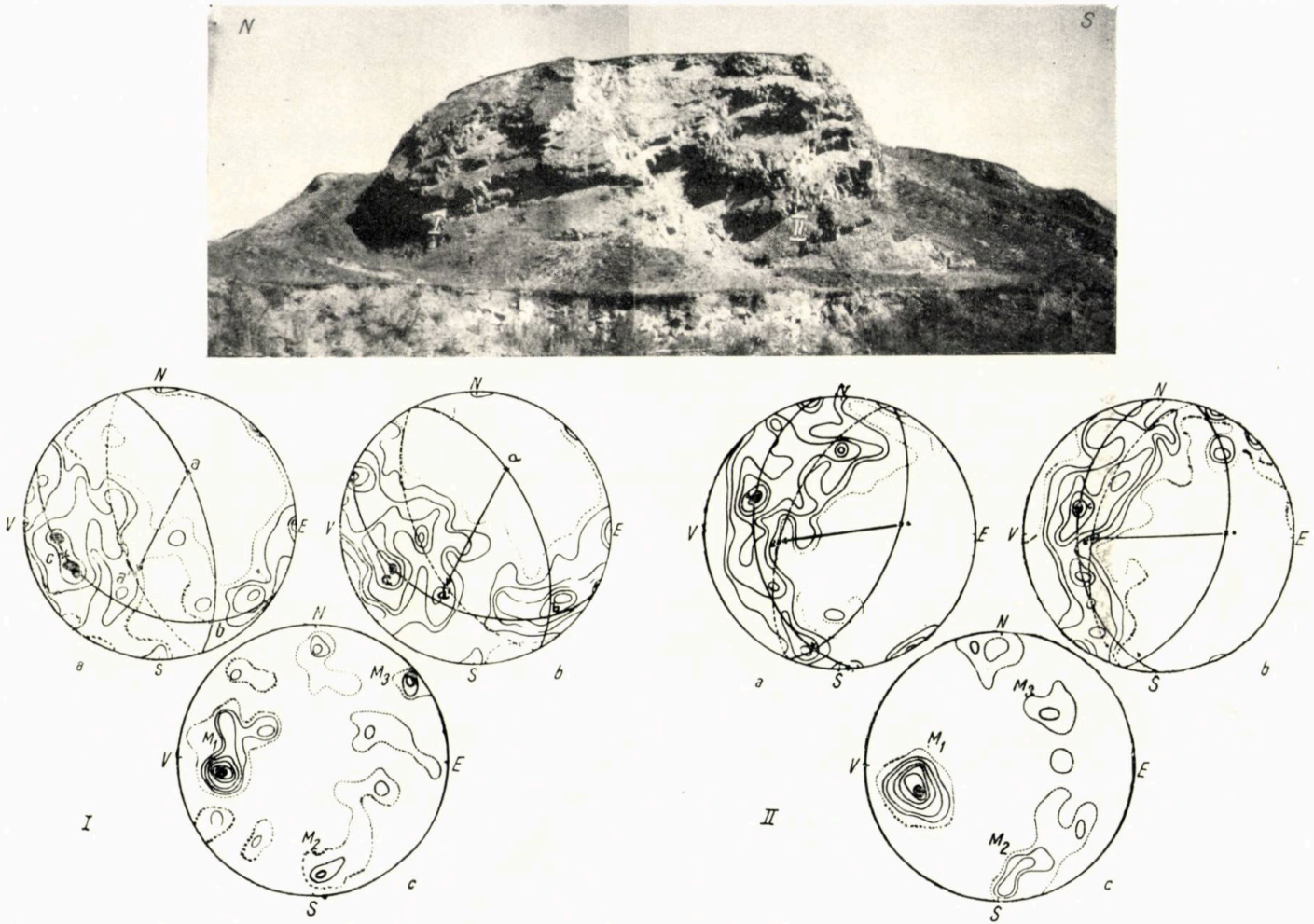
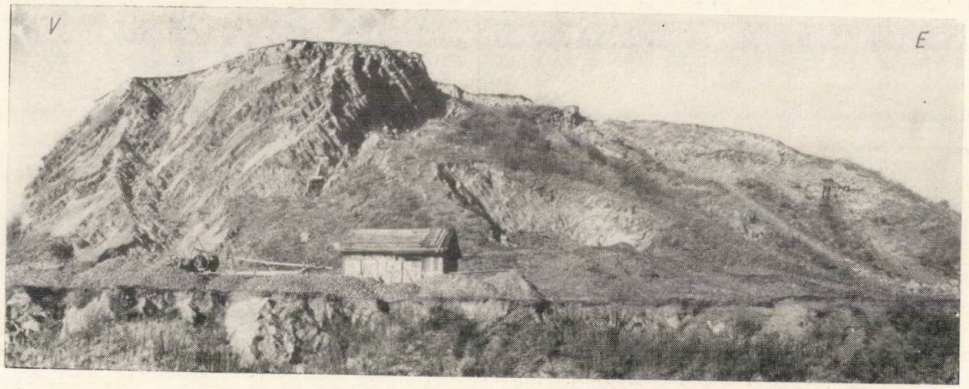


Fig. 9. — Neckul de la Racul — Ciuc văzut în cariera N — S. *I* și *II*, Locul de unde s-a colectat proba; *Ia* și *IIa*, diagramele structurale ale orientării fenocristalelor de plagioclazi; *Ib* și *IIb*, diagramele structurale ale orientării microlitelor de plagioclazi; *Ic* și *IIc*, diagramele de orientare a sistemelor de diaclaze. *a*, *b*, *c*, Axe tectonice; $a \rightarrow a'$, direcția de mișcare.



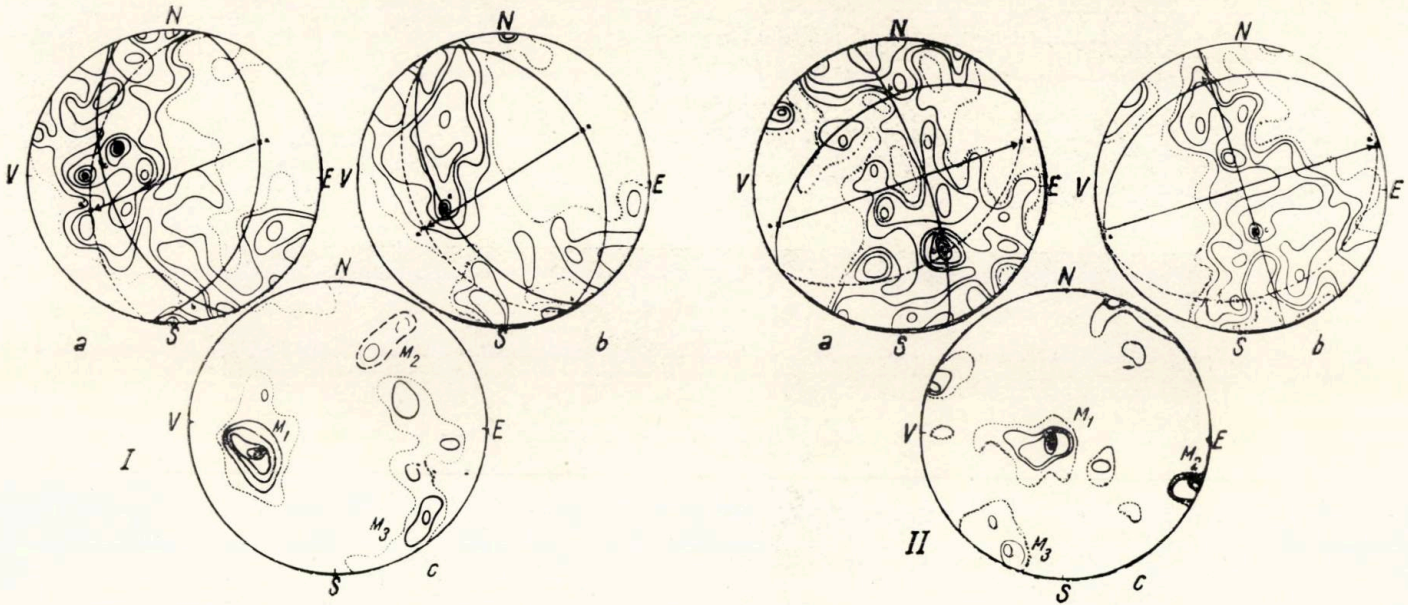


Fig.10. — Cariera V—E în care se exploatează roca neckului de la Racul — Ciuc (aceeași explicație ca la fig. 9).

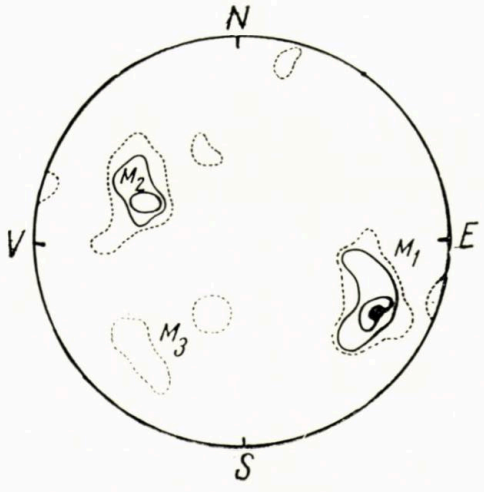


Fig. 11. — Poziția diaclazelor în partea de SE a neckului de la Racul — Ciuc. De observat migrarea maximelor pentru principalele sisteme de crăpături naturale în comparație cu diagramele precedente (pl. IV, fig. 8; pl. V, fig. 9; pl. VI, fig. 10).

Prin acești curenți se poate explica și cauza redizolvării fenocristalelor de hipersten și completarea lor ulterioară cu o margine formată din augit (pl. I, fig. 3).

La începutul lucrării de față, cu ocazia descrierii petrografice a andezitului din neckul studiat, am menționat că roca are textură masivă, neorientată la observare obișnuită. Totuși, din studiile structurale petrologice adică din evaluarea statistică a orientării preferențiale a fenocristalelor și a microlitelor de feldspați, a reieșit faptul că roca studiată dispune de o orientare și, deci, se caracterizează printr-o anizotropie structurală destul de accentuată.

În literatura de specialitate se menționează, din punct de vedere structural, roci cu *anizotropie macroscopică*, a căror orientare se observă ușor și cu ochiul liber, și roci cu *anizotropie microscopică*, a căror orientare (de exemplu textură fluidală) se constată numai la microscop.

Studiile noastre structurale petrologice, bazate pe evaluările statistice ale orientării mineralelor constituente, ne-au arătat că există și un al treilea tip de anizotropie structurală a rocilor și anume, aceea care, deși nu se constată nici măcar la microscop în observare obișnuită, totuși se pune în evidență în diagramele structurale. Acest fel de anizotropie am putea-o denumi *criptoanizotropie* sau *anizotropie ascunsă* (*latentă*).

De asemenea, din ce în ce mai mult, se conturează ideea că roci perfect izotrope din punct de vedere structural, chiar dacă ar exista, ele trebuie să fie deosebit de rare. Astfel de roci izotrope ar putea lua naștere în bazine magmatice închise, în care magma se consolidează în timp ce se află în perfectă nemișcare, fapt de altfel foarte greu de imaginat.

CONCLUZII

Studiul structural petrologic efectuat în cariera de la Racul — Ciuc, ne-a permis să formulăm următoarele concluzii :

În punctul cercetat ne aflăm în prezența unui neck foarte puțin erodat, astfel încît nivelul actual de eroziune la care am executat cercetările se află foarte aproape de extremitatea superioară de odinioară a neckului.

Crăpăturile naturale care determină separația în coloane a andezitului piroxenic din care este alcătuit neckul sînt traversate de crăpăturile principale M_1. Acestea din urmă separă roca sub formă ce amintește „coaja de pîine", iar înclinarea lor indică direcția de curgere, fapt dovedit de suprapunerea diagramelor structurale pentru crăpăturile naturale cu acelea care indică orientarea preferențială a fenocristalelor și a microlitelor de plagioclazi.

În timpul ascensiunii, magma a avut o viteză de mișcare mai mare în interiorul coloanei, deoarece la periferie ea a fost frînată de pereții neckului. Astfel, porțiunile de magmă ajunse sub crusta deja consolidată au înaintat pe sub aceasta în direcții radiare, iar aici, fiind împinse de noile veniri din magmă, au fost din nou luate de curenții ascensionari. În felul acesta, au luat naștere în partea superioară a neckului curenți circulari,

după cum arată săgeţile din figura 1. Cu ajutorul acestor curenţi se explică şi fenomenul de retopire a cristalelor de hipersten, observate la microscop şi completarea lor ulterioară cu o zonă marginală de augit.

BIBLIOGRAFIE

1. BĂNCILĂ I., *Etude géologique dans les Monts Hăghimaş-Ciuc (Carpathes Orientales)*, An. Inst. geol. Rom., 1941, **XXI.**
2. — *Geologia Carpaţilor Orientali*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti, 1958.
3. BÁNYAI I., *A felső Oltszorosok geológiai viszonyai*, Cluj, 1927.
4. ЕЛИСЕЕВ Н. А., *Структурная петрология*, Госгеолиздат, Москва, 1955.
5. KRISTÓ A., *A Csiki medence földtörténete*, Publ. Muz. Ciuc, 1957, **I.**
6. PASCU R., *Carierele şi apele minerale din judeţul Ciuc*, St. teh. şi econ., 1929, **VI**, *3.*
7. SZŐKE AMALIA, *Studii structurale petrologice în masivul subvulcanic Toroiaga (Carpaţii Orientali)*, St. şi cerc. geol., 1962, **VII**, *3—4.*
8. — *Studiu petrografic asupra rocilor andezitice din carierele din valea Oltului între Tuşnad şi Malnaş*, St. şi cerc. geol., 1963, **VIII**, *2.*
9. — *Cercetări petrografice şi de analiză structurală petrologică în valea Firizei (Baia-Mare)*, St. şi cerc. geol., 1963, **VIII**, *1.*
10. TREIBER I. és MEZEI Zs., *Adatok a Felcsiki — medence és környékének geológiájához és tektonikájához*, Publ. Muz. Ciuc, 1957, **I.**
11. * * * *Методическое руководство по Геологической сетке и поискам, Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (Всегеи)*, Москва, 1954. Кап. ЕЛИСЕЕВ Х. А., *Наблюдения в области развития магматических пород*, Под. нр Г. Д. АЖГИРЕЙ, Москва, 1958, 162—197.
12. * * * *Practica geologică*, Edit. tehnică, Bucureşti, 1961, **II.** Cap. : I. BERCIA şi A. GURĂU, *Prospecţiuni microtectonice.*

Institutul de geologie şi geografie al Academiei R.P.R.

Primită în redacţie la 19 noiembrie 1962.

NOI VALORI CRISTALOGRAFICE PENTRU CARACTERIZAREA HABITUSULUI ȘI IMPORTANȚEI ZONELOR

DE

IOSIF IMREH și GABRIELA IMREH

55(05)

În lucrarea de față vom prezenta patru valori cristalografice introduse de noi la studiul habitusului și la determinarea importanței zonelor.

În studiile cristalografice (vechi, ca și în cele noi) se descriu cristalele, fără a se caracteriza detaliat și cu precizie mărimea formelor, fapt de importanță esențială în determinarea habitusului acestora. În lucrările mai noi se prezintă valorile de persistență ale formelor, ceea ce însă ne dă o imagine clară numai asupra frecvenței acestora.

Cercetările cristalografice moderne și mai ales corelarea morfologiei cristalelor cu structura lor internă au impus o cunoaștere mai completă și mai precisă a caracterelor morfologice. Însă, în timp ce studiul structurii interne a cristalelor se perfecționează, studiul lor morfologic este neglijat, iar din punctul de vedere al preciziunii a rămas mult în urmă. Dată fiind această situație, în lucrările noastre cristalografice, pentru o descriere mai precisă a morfologiei exterioare, am introdus valorile cristalografice noi D, T și S, prin care am caracterizat mărimea formelor cristalelor studiate. Valorile se calculează pe baza formulelor:

$$D = d\frac{100}{n}, \quad T = t\frac{100}{n}, \quad S = s\frac{100}{n},$$

în care:

D este valoarea de dominanță;

T este valoarea de tranziție;

S este valoarea de subordonare;

d este numărul cristalelor pe care forma respectivă a apărut în mărime dominantă;

t este numărul cristalelor pe care forma respectivă a apărut în mărime de tranziție;

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 1 p. 131–140 București 1964

s este numărul cristalelor pe care forma respectivă a apărut în mărime subordonată;

n este numărul cristalelor pe care a apărut forma respectivă, indiferent de mărimea ei, adică $n = d + t + s$.

Determinarea caracterului formelor se face grupînd formele cristalului studiat în trei categorii: în prima formele cu feţe mari, adică dominante, în a doua cele cu feţe mici, adică subordonate, iar restul formelor aparţin celor de tranziţie. Să luăm ca exemplu cristalul de celestină din figura 1, *b* sau cristalul de baritină din figura 2, *a*. Pe cristalul de celestină din figura 1, *b* forma c {001} apare în mărime dominantă, o {011} şi d {102} în mărime de tranziţie, iar m {110}, z {111} şi y {122} în mărime subordonată. Toate aceste date le-am cuprins într-o formulă, care caracterizează morfologia cristalului.

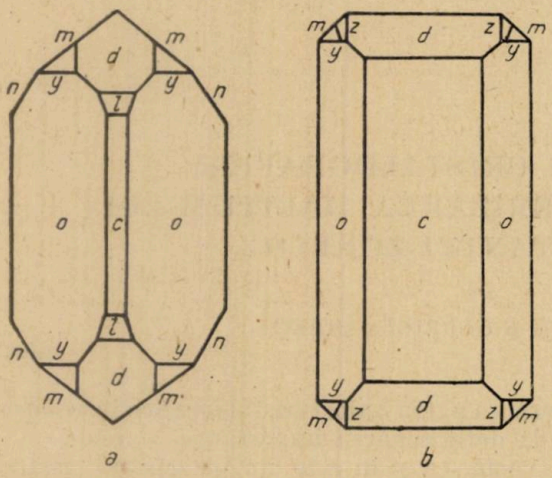


Fig. 1, *a* şi *b*.—Cristale de celestină, c {001}, o {011}, d {102}, m {110}, z {111}, y {122}.

Formula cristalului de celestină este

c *d*, o *t*, d *t*, m *s*, z *s*, y *s*,

în care prima literă reprezintă simbolul formei, iar a doua caracterul formei pe cristalul studiat.

Pe cristalul de baritină din figura 2, *a*, forma c [001] apare în mărime dominantă, formele d {102}, l {104}, b {010} şi o {011} în mărime de tranziţie, iar formele y {122}, m {110}, u {101} şi x {041} în mărime subordonată. Formula cristalului de baritină din figura 2, *a* este deci

c *d*, o *t*, x *s*, d *t*, u *s*, l *t*, m *s*, y *s*, b *t*.

Aceste trei categorii de forme se pot distinge totdeauna cu uşurinţă. Noi am studiat aproape 2 000 de cristale de celestină, baritină, pirită şi mispichel şi putem afirma că în toate cazurile determinarea caracterului formelor s-a putut face fără nici o greutate.

În ceea ce priveşte tehnica determinării caracterului feţelor diferitelor forme avem două posibilităţi:

1) măsurarea suprafeţei feţelor;

2) gruparea feţelor pe baza mărimii lor relative.

Prima metodă ar părea ceva mai precisă, însă are dezavantajele de a fi laborioasă, necesitînd mult timp. După măsurare, însă, ajungem tot la rezultatele obţinute prin cea de-a doua metodă, deoarece feţele trebuie grupate în trei categorii, ceea ce se obţine tot pe baza mărimii relative a formelor. Măsurarea mărimii absolute a feţelor nu este utilă şi din alte

motive. De exemplu la un cristal mare, suprafața unei fețe subordonate poate să fie mai mare decît suprafața unei fețe dominante la un cristal mic. Pe noi nu ne interesează mărimea absolută a fețelor de cristal, ci cea relativă; or, aceasta se poate stabili ușor în mod direct. Cea de-a doua metodă ar prezenta un singur dezavantaj, și anume că pe baza aprecierii s-ar putea ca la unele cristale să se greșească categorisirea unei forme. Acest pericol

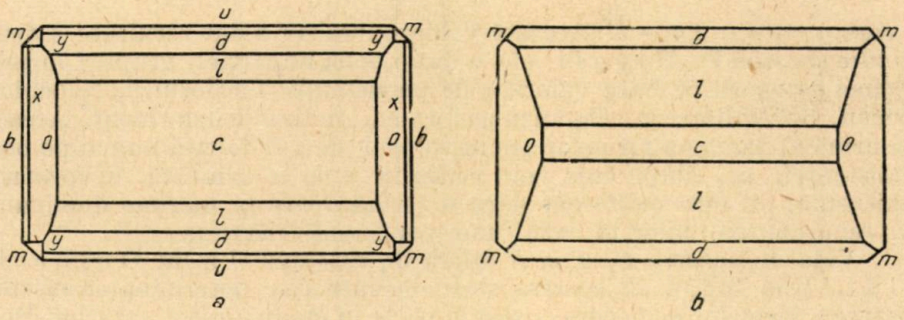


Fig. 2, *a* și *b*. — Cristale de baritină, c {001}, b {010}, o {011}, d {102}, l {104}, y {122}, m {110}, u {101}, x {041}.

are însă o foarte mică probabilitate. Noi am făcut determinări paralele de acest gen pe 100 de cristale prin ambele metode, iar rezultatul a fost totdeauna același. Menționăm însă că folosind a doua metodă pentru a reduce la minimum sursa de eroare, numărul cristalelor examinate trebuie să fie mare, cel puțin 100. De altfel chiar și întocmirea de tabele statistice impune un studiu pe un număr de cristale cît mai mare pentru ca concluziile trase să aibă un caracter general și să reflecte situația reală.

Dacă în tabelele cu valorile D, T și S ale cristalelor de celestină și baritină — pe care le vom prezenta în cele ce urmează — schimbăm caracterul vreunei forme pe unul sau două cristale, vom vedea că în valorile D, T și S nu se vor produce schimbări esențiale. Este normal ca în cazul a 300 sau 847 de cristale, procentajul nu este influențat esențial de unul sau două cazuri eronate.

Cu ocazia studiului cristalelor, pentru fiecare cristal întocmim formula lui. De exemplu:

1. c*d*, l*d*, d*t*, y*s*, z*s*, m*s*, o*t*,
2. c*d*, l*d*, d*s*, y*s*, u*s*, m*s*, o*t*,
3. c*t*, l*t*, d*d*, y*s*, u*s*, o*d*,

.
.
.

100. c*t*, l*d*, d*s*, o*d*, m*t*.

Din datele tabelelor rezultă numărul cristalelor pe care o anumită formă apare în mărime dominantă, de tranziție sau subordonată. În felul acesta obținem valorile d, t și s pentru toate formele. Cu aceste date obținem valorile D, T și S. Tabelele statistice cu valorile D, T și S ale formelor sînt

punctul de plecare în studiul morfologic al mineralului. Împărţirea feţelor în trei categorii a fost făcută încă de către V. Goldschmidt (1), care a distins feţe dominante (i), feţe de tranziţie (k) şi feţe mici (l). Importanţa feţelor (G = Grössenzahl) a fost calculată cu ajutorul formulei

$$G = g\,\frac{100}{3n},$$

în care $g = 3i + 2k + l$. Această valoare însă nu a dat rezultate satisfăcătoare şi astfel P. Niggli (7) a dat o nouă împărţire, grupînd formele în cinci categorii pe baza valorilor de persistenţă (Leitformen, Nebenleitformen, Spezialformen, Ergänzungsformen, Individuelleformen). Această din urmă diviziune a formelor are neajunsul de a fi făcută numai pe baza persistenţei, or, după cum vom vedea în cele ce urmează, în formarea habitusului nu este indiferent dacă o formă apare în mărime dominantă sau subordonată, chiar în cazul unei persistenţe maxime.

Valorile noastre D, T şi S diferă de valoarea G a lui Goldschmidt, prin faptul că acestea sînt obţinute din determinarea mărimii relative a formelor pe fiecare cristal în parte în modul arătat anterior. Deci, pe cînd V. Goldschmidt din cele trei categorii de feţe a ajuns la o singură valoare (G), noi am ajuns la patru valori cristalografice (D, T, S şi D_z).

În tabelele nr. 1 şi 2 prezentăm valorile D, T şi S ale cristalelor de celestină de la Cheia (3) şi ale cristalelor de baritină de la Copăceni (4).

Tabelul nr. 1

Valorile D, T şi S ale cristalelor de celestină de la Cheia

Nr. crt.	Simbol	Indici	Dominante		De tranziţie		Subordonate		n
			d	D	t	T	s	S	
1	c	{001}	117	41,2	58	20,4	108	38,2	283
2	o	{011}	181	60,3	78	26,0	41	13,6	300
3	d	{102}	30	10,7	174	62,1	76	27,1	280
4	l	{104}	27	10,8	52	20,8	171	68,4	250
5	m	{110}	90	30,1	105	35,1	104	34,8	299
6	n	{120}	4	5,3	9	11,8	63	82,9	76
7	z	{111}	1	7,1	3	21,4	10	71,4	14
8	y	{122}	1	1,1	9	10,1	79	88,7	89

Pe baza valorilor D, T şi S putem construi habitusul ideal al cristalelor mineralului studiat dintr-o anumită ocurenţă. Astfel în cazul celestinei de la Cheia pe majoritatea cristalelor formele c {001} şi o {011} apar în mărime dominantă, deci caracterul lor general este dominant, formele d {102} şi m {110} au un caracter general de tranziţie, iar formele y {122}, z {111}, l {104} şi n {120} unul subordonat, deoarece la formele c {001} şi o {011} valorile D sînt cele mai mari (60,3—41,2), la formele m {110} şi d {102} valorile T (62,1—35,1), iar la restul formelor valorile S depăşesc pe celelalte (88,7—68,4). Pe baza caracterului general al formelor putem întocmi formula generală corespunzînd caracterului

morfologic al mineralului din ocurență. Această formulă sintetizează habitusul cristalelor din ocurență. Pentru cristalele de celestină de la Cheia formula obținută este

$$oD,\ cD,\ dT,\ mT,\ yS,\ nS,\ zS,\ lS.$$

În formulă prima literă reprezintă simbolul formei, a doua arată caracterul

Tabelul nr. 2

Valorile D, T și S ale cristalelor de baritină de la Copăceni

Nr. crt.	Simbol	Indici	Dominante		De tranziție		Subordonate		n
			d	D	t	T	s	S	
1	a	{100}	—	—	—	—	332	100,00	332
2	b	{010}	54	8,66	309	49,59	260	41,73	623
3	c	{001}	666	78,63	112	13,22	69	8,14	847
4	o	{011}	37	4,37	533	62,92	277	32,70	847
5	x	{041}	—	—	—	—	3	100,00	3
6	u	{101}	—	—	—	—	168	100,00	168
7	d	{102}	42	4,98	249	29,57	551	65,44	842
8	l	{104}	250	30,41	509	61,92	63	7,66	822
9	m	{110}	36	6,19	26	4,45	521	89,36	583
10	λ	{210}	—	—	—	—	3	100,00	3
11	z	{111}	—	—	—	—	8	100,00	8
12	f	{113}	—	—	—	—	2	100,00	2
13	y	{122}	—	—	—	—	26	100,00	26
14	H	{221}	—	—	—	—	1	100,00	1
15	Ξ	{151}	—	—	—	—	1	100,00	1

general al formei. Tot astfel determinînd caracterul general al formelor se poate obține formula corespunzătoare baritinei de la Copăceni

$$aS,\ bT,\ cD,\ oT,\ xS,\ uS,\ dS,\ lT,\ mS,\ \lambda S,\ zS,\ yS,\ fS,\ \Xi S,\ HS.$$

Tabelele cu valorile D, T și S au marele avantaj că indică în mod precis mărimea relativă a formelor și, prin aceasta, ne dă o imagine clară asupra cristalelor studiate din ocurența respectivă.

Cu ajutorul valorilor D se pot face și studii asupra importanței zonelor. În acest scop am întrebuințat valorile D_z, care reprezintă suma valorilor D ale formelor din zona respectivă. Bineînțeles, valori D_z vom obține numai în acele zone unde avem cel puțin două forme cu valori de dominanță.

Tabelul nr. 3

Valorile D_z ale cristalelor de celestină de la Cheia

Nr. crt.	Simbol	D_z	Nr. crt.	Simbol	D_z
1	[100]	101,5	7	[210]	47,6
2	[111]	90,4	8	[221]	41,9
3	[211]	83,4	9	[441]	40,9
4	[110]	78,4	10	[001]	35,4
5	[011]	68,5	11	[201]	11,8
6	[010]	62,7			

În tabelul nr. 3 zonele cristalelor de celestină de la Cheia sînt prezentate în ordinea importanței lor, pe baza valorilor D_z.

În ceea ce priveşte stabilirea importanţei relative a zonelor, s-au făcut multe încercări. Pînă în prezent s-au întrebuinţat diferite valori (g, f, c, K), dintre care valoarea g introdusă de P. Niggli ar părea să fie cea mai bună. Această valoare are însă dezavantajul că în ultimă instanţă este calculată din persistenţă. Formula pe baza căreia sînt calculate valorile g ale zonelor este

$$\sum_{l}^{z} (nH)z,$$

în care :

z este numărul formelor din zona respectivă ;

H este persistenţa (Häufigkeitpersistenz) ;

n este numărul feţelor formei din zona respectivă.

Am arătat în altă lucrare (3) că persistenţa indică numai frecvenţa formei respective, însă din punctul de vedere al importanţei zonelor nu este indiferent dacă forma apare în mărime dominantă sau subordonată. Din acest punct de vedere valorile D_z reflectă mult mai bine importanţa zonelor. Aceasta este confirmată în tabelul nr. 4, unde prezentăm diferitele valori care caracterizează importanţa zonelor. Valorile g, f, c şi K din tabel sînt calculate de W. Schilly (10) pentru celestina din lumea întreagă, iar valorile D_z au fost calculate de noi pentru cristalele de celestină de la Cheia (3).

Tabelul nr. 4

Importanţa zonelor la cristalele de celestină

Imreh			Schilly											
nr. crt.	simbol	D_z	nr. crt.	simbol	f	nr. crt.	simbol	g	nr. crt.	simbol	c	nr. crt.	simbol	K
1	[100]	101,5	1	[010]	18,9	1	[010]	691,0	1	[211]	100	1	[100]	82,9
2	[111]	90,4	2	[100]	18,0	2	[100]	609,0	2	[100]	98	2	[010]	74,6
3	[211]	83,4	3	[211]	13,5	3	[011]	518,3	3	[010]	97	3	[001]	58,9
4	[110]	78,4	4	[011]	12,6	4	[110]	470,8	4	[011]	96	4	[111]	53,3
5	[011]	68,5	5	[111]	12,6	5	[211]	463,4	5	[110]	90	5	[110]	52,7
6	[010]	62,7	6	[001]	12,6	6	[001]	421,6	6	[111]	88	6	[211]	52,1
7	[210]	47,6	7	[221]	9,9	7	[111]	385,8	7	[221]	76	7	[011]	50,0
8	[221]	41,9	8	[110]	9,9	8	[221]	379,8	8	[001]	32	8	[221]	49,3
9	[441]	40,9	9	[201]	9,9	9	[201]	281,5	9	[441]	21	9	[441]	17,8
10	[001]	35,4	11	[441]	5,4	12	[441]	223,2	11	[201]	13	11	[201]	11,6
11	[201]	11,8	12	[210]	4,5	14	[210]	205,6	13	[210]	7	12	[210]	9,6

Din tabelul nr. 4 reiese că ordinea de importanţă a zonelor stabilită pe baza valorilor g, c, f şi K este diferită. Astfel zona [011] ocupă locul 4 după valoarea f, locul 3 după valoarea g, locul 4 după valoarea c şi locul 7 după valoarea K. Zona [110] ocupă locul 8 după valoarea f, locul 4 după valoarea g, locul 5 după valorile c şi K. Valorile D_z duc însă la o ordine de importanţă medie. Aceasta reiese mai clar din tabelul nr. 5, unde prezentăm cele mai importante zone la cristalele de celestină studiate de

W. Schilly și de noi. Schilly în lucrarea citată a împărțit zonele cristalelor de celestină în diferite grupe după importanța lor. Zonele din tabelul nr. 5 reprezintă prima grupă stabilită de acest autor.

Din tabelele nr. 4 și 5 reiese că printr-o singură valoare (D_z) se poate caracteriza importanța zonelor pentru care Schilly a folosit patru valori (g, f, c și K). Un alt avantaj al metodei preconizate este că

Tabelul nr. 5

Ordinea de importanță medie a zonelor cristalelor de celestină

Simbol	Importanța medie după valorile g, c, f și K	D_z
[100]	1—2	1
[010]	1—2	6
[211]	3—4	3
[110]	5—6	4
[011]	4—5	5
[221]	7—8	8
[001]	6	10

Tabelul nr. 6

Valorile D_z ale cristalelor de baritină de la Copăceni

Nr. crt.	Simbol	D_z
1	[010]	114,02
2	[100]	91,66
3	[110]	84,82
4	[401]	39,07
5	[411]	34,78
6	[001]	14,85
7	[201]	13,64
8	[211]	9,35

prin studiul cristalelor de celestină dintr-o singură ocurență — dacă numărul cristalelor studiate este destul de mare — se obțin valori comparabile cu cele obținute din studiul celestinei din lumea întreagă (Schilly). Avantajul valorilor D_z, precum și interpretarea tabelelor nr. 4 și 5, sînt larg expuse în lucrarea citată (3). Tot aici se explică și cauzele diferenței de importanță a zonelor [010] și [001].

În ceea ce privește corelarea dintre morfologia cristalelor și structura lor internă, valorile D_z sînt de o imporanță și mai mare.

Această legătură o vom ilustra pe cristalele de baritină de la Copăceni (4). Valorile D_z ale zonelor cristalelor de baritină de la Copăceni sînt prezentate în tabelul nr. 6.

Din structura reticulară a baritinei determinată de către R. W. James și W. A. Wood (6), și anume pe baza coordonatelor ionilor de Ba și a punctelor ce reprezintă radicalii SO_4, putem să calculăm distanța dintre particulele identice în direcțiile diferitelor axe de zonă ale baritinei. Importanța acestor direcții structurale a fost remarcată de către P. Niggli (8). Acesta a arătat că la realizarea habitusului unui cristal importanța primordială o are distanța dintre particule într-o direcție oarecare. În lucrarea sa P. Niggli scrie: „Zonele principale ale morfologiei externe se manifestă paralel cu acele direcții structurale (adică direcții de-a lungul cărora distanța dintre punctele materiale sau a punctelor de greutate ale grupelor constitutive este mai mică), care la cristalizare ies în evidență în mod deosebit".

Dacă direcţiile zonelor baritinei sînt aşezate în ordinea crescîndă a parametrilor respectivi, obţinem succesiunea din tabelul nr. 7.

Comparînd această ordine cu ordinea de importanţă stabilită pe baza valorilor D_z, vedem că axul de zonă [001] cu parametrul 7,13 Å ocupă locul 2, pe cînd pe baza valorilor D_z la cristalele de baritină de la Copăceni este pe locul 6, fapt ce scoate în evidenţă importanţa redusă a acestei zone. Într-adevăr, axa de zonă [001] este perpendiculară pe planul determinat de intersecţia a două axe de zonă cu mare viteză de creştere (adică cu parametrii mici): [010] cu parametrul, 5,43 Å şi [100] cu parametrul 8,85 Å. Datorită vitezelor de creştere mari în aceste două direcţii ([010] şi [100]), se realizează dominanţa formei {001}, care atrage după sine habitusul tabular al cristalelor după această faţă şi în general dominanţa formelor din zonele [010] şi [100]. Acest habitus va împiedica dezvoltarea formelor din zona [001] şi, prin aceasta, va reduce importanţa morfologică a zonei [001], fapt care reiese astfel clar din interpretarea structurii. Acelaşi lucru putem spune şi despre zona [011].

Tabelul nr. 7

Distanţa dintre particule identice în structura baritinei

Nr. crt.	Simbol de zonă	Distanţa în Å
1	[010]	5,43
2	[001]	7,13
3	[100]	8,85
4	[011]	8,97
5	[211]	12,59
6	[110]	13,76

Valoarea D_z mare a zonei [110] se explică prin faptul că axa zonei se găseşte în planul determinat de axele [010] şi [100] la o distanţă aproape egală de ele. Această amplasare a zonei bineînţeles va duce la dezvoltarea mai accentuată a formelor din zonă, cu toate că distanţa dintre particulele identice în direcţia axului de zonă [110] este 13,76 Å. Axele de zonă [010] şi [100] vor avea deci o influenţă directă şi asupra dezvoltării formelor din zona [110].

Din acest exemplu reiese că ordinea de importanţă dedusă pe baza valorilor D_z corespunde întrutotul celor deduse din interpretarea datelor structurale. Trebuie să precizăm că ordinea crescîndă stabilită pe baza distanţelor dintre particulele identice, nu corespunde ordinii de importanţă a zonelor ale căror axe sînt aceste şiruri reticulare. Această ordine poate fi folosită la determinarea importanţei habitusului numai dacă se ia în considerare influenţa reciprocă dintre aceste axe de zonă. Valorile D_z arată însă direct importanţa reală a zonelor chiar datorită faptului că ţine seamă de aceste influenţe reciproce. Pe baza datelor structurale — luînd în considerare influenţa reciprocă dintre zone — se poate determina habitusul care este de aşteptat din datele structurale (habitusul structural) iar pe baza valorilor D, T, S şi D_z se poate determina habitusul extern ideal. În această privinţă habitusul ideal al cristalelor de baritină de la Copăceni corespunde cu cel dedus din datele structurale. Acest lucru este şi normal, deoarece însăşi dominanţa formelor este determinată de structura internă a cristalelor. Formele dominante apar totdeauna paralel cu direcţiile de mare viteză de creştere (direcţii cu parametrii mici) sau paralele cu plane determinate de intersecţia unor axe de zonă cu distanţe mici între punctele identice ale structurii reticulare. Bineînţeles, aici — după

cum am văzut — trebuie luată în considerare și influența reciprocă dintre diferitele direcții. Dominanța formei {001} la cristalele de baritină de la Copăceni este un exemplu convingător.

Concordanța dintre habitusul structural și habitusul extern la cristalele de baritină de la Copăceni ne arată că, la cristalizarea baritinei, factorii structurali au avut rolul hotărîtor în determinarea habitusului cristalelor. Aceasta se datorește faptului că baritina de la Copăceni s-a format în procesul de diageneză, deci din soluții relativ reci, cu o energie liberă relativ mai mică în comparație cu soluțiile hidrotermale. În acest ultim caz factorii exteriori au o influență mai mare asupra cristalizării, astfel că diferența dintre habitusul structural și habitusul ideal este mai mare. Deci compararea habitusului cristalelor dedus din datele structurale, cu morfologia exterioară caracterizată de valorile D, T, S și D_z este un indiciu la descifrarea genezei mineralului studiat. Acesta este un alt domeniu de aplicare a valorilor utilizate de noi în studiul cristalografic și expuse în prezenta lucrare.

Utilitatea valorilor D, T, S și D_z poate fi ilustrată și de studiul nostru asupra cristalelor de pirită de la Baia-Borșa (5).

Studiind aceste cristale, am constatat, pe baza valorilor D, următoarea ordine de importanță a formelor (tabelul nr. 8).

Tabelul nr. 8

Importanța formelor la cristalele de pirită de la Baia-Borșa

Nr. crt.	Indice	D
1	{100}	80,00
2	{111}	6,59
3	{321}	6,17
4	{120}	4,69

Tabelul nr. 9

Ordinea de importanță a formelor la pirită

Nr. crt.	Metoda folosită		
	statistică	roentgenografică	Donnay-Harker
1	{100}	{100}	{111}
2	{120}	{120}	{100}
3	{111}	{112}	{112}
4	{113}	{113}	{130}
5	{115}		

I. I. Șafranovski (9) a determinat importanța formelor cristalelor de pirită prin trei metode (statistică, roentgenografică și Donnay-Harker) (tabelul nr. 9).

Din tabelul nr. 9 reiese — ceea ce de altfel am constatat și noi cu ajutorul valorilor D — că cea mai importantă formă a piritei este {100}. Este însă interesant că, pe cînd ordinea de importanță stabilită cu metoda statistică sau Donnay-Harker rezervă formei {111} locul 3, respectiv 1, prin metoda roentgenografică nu se acordă acestei forme nici o importanță. P. Hartman și W. G. Perdok (2) consideră {111} drept o formă de categoria F, ceea ce neapărat trebuie să-i dea o importanță oarecare, deoarece este paralelă cu direcții structurale importante. Acești doi autori au introdus noțiunea de vector PBC („periodic bond chain vector"). Vectorii PBC determină direcții în cristal (șiruri reticulare)

de-a lungul cărora între particule se realizează o forţă de legătură mare. Din acest punct de vedere feţele cristalelor se pot grupa în trei categorii :

— feţele F paralele cu doi vectori PBC;
— feţele S paralele cu un vector PBC;
— feţele K înclinate pe vectorii PBC.

Este normal că cele mai importante forme sînt cele de categoria F, care la pirită sînt : {100}, {111}, {120}. Dacă examinăm datele tabelului nr. 8, vom vedea că ordinea de importanţă a formelor stabilită pe baza valorilor *D* corespunde aproape perfect cu cea stabilită pe baza vectorilor PBC.

BIBLIOGRAFIE

1. Goldschmidt V., Beitr. Krist., 1923, **2**, 99.
2. Hartman P. a. Perdok W. G., *On the relations between structure and morphology of crystals*, Acta Cryst., 1955, **8**.
3. Imreh J. u. Imreh G., *Coelestin-Kristalle aus Cheia*, N. Jb. Miner. Mh., 1959, *11—12*.
4. Imreh I. şi Imreh G., *Studii morfogenetice asupra cristalelor de baritină de la Copăceni*, St. şi cerc. geol., 1963, **VIII**, *1*.
5. — *Pirita şi mispichelul de la Baia-Borşa*, St. şi cerc. geol., 1962, **VII**, *2*.
6. James R. W. a. Wood W. A., *The Crystal Structure of Barytes, Celestine and Anglesite*, Proc. Roy. Soc. A, 1925, *109*.
7. Niggli P., *Lehrbuch der Mineralogie*, 1926, **I—II**.
8. — *Baugesetze kristalliner Materie*, Z. Krist., 1926, **63**.
9. Шафрановски И. И., *Кристаллы минералов*, Ленинград, 1957.
10. Schilly W., *Zusammenhänge zwischen Morphologie, Struktur und Genesis bei Cölestin*, N. Jb. Miner., 1933, **67**.

Universitatea „Babeş-Bolyai", Cluj,
Facultatea de ştiinţe naturale şi geografie.
Primită în redacţie la 19 noiembrie 1963.

ENCLAVELE ERUPTIVE ŞI SEDIMENTARE DIN LAVELE HARGHITEI DE SUD-EST ŞI ÎNSEMNĂTATEA LOR GEOLOGICĂ

DE

AMALIA SZŐKE

55(05)

Enclavele cuprinse în rocile eruptive au o importanţă mult mai mare decît li se acordă în general. Însemnătatea lor s-ar putea compara cu aceea a meteoriţilor, deoarece — ca şi aceştia din urmă — ele ne furnizează date din domenii în care privirea directă a cercetătorului nu a putut să pătrundă încă.

Lucrarea de faţă se referă la o serie de enclave eruptive şi sedimentare colectate din carierele de piatră situate pe versantul de est şi cel de vest al văii Oltului, în raza comunelor Jigodin şi Sîncrăieni — Ciuc, la sud de oraşul Miercurea-Ciuc. Abundenţa frapantă a enclavelor din aceste cariere, ne-a determinat să le consacrăm studiul de faţă.

Rezultatele cercetărilor anterioare cu privire la această regiune sînt consemnate în cîteva lucrări publicate (4), (12), (13), (14), (15) şi rapoarte păstrate în Arhivele Comitetului geologic [1], ca şi în lucrări nepublicate încă [2], la care ne vom referi în cele ce urmează la locul cuvenit. Depozitele de fliş ale regiunilor învecinate au fost studiate de D. Patrulius şi colaboratori (5).

Roca în care sînt prinse enclavele este un andezit cu piroxeni şi hornblendă (în cariera de la Jigodin, versantul stîng al văii Oltului), respectiv un andezit cu doi piroxeni (hipersten şi augit), în cariera de la Sîncrăeni, versantul drept al Oltului.

---

[1] Z. Mezei, *Raport asupra cercetărilor geologice din Munţii Harghita*, Arh. Com. geol., 1951.

Z. Mezei, *Raport asupra cercetărilor geologice efectuate în partea de est a Munţilor Harghitei*, Arh. Com. geol., 1954.

[2] Al. Vasilescu, *Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice şi petrografice a părţii de SE a Munţilor Harghita*. Comunicată la 3 mai 1963, în şedinţa Institutului geologic al Comitetului geologic.

Andezitul cu hipersten și augit are structură porfirică și textură masivă (pl. III, fig. 5), cu masă fundamentală microcristalină. În această rocă mineralele melanocrate sînt reprezentate numai prin piroxeni. Hipersten alcătuiește fenocristale prismatice idiomorfe, proaspete. Augitul, de asemenea proaspăt, de obicei maclat polisintetic după fața (100), se prezintă în asociații glomeroporfirice. Plagioclazul alcătuiește atît fenocristale cît și microlite proaspete, maclate după legile Albit și Karlsbad. Cu totul accidental, se pot observa și granule cataclazate de cuarț corodat de dimensiuni reduse.

Andezitul cu piroxeni și hornblendă prezintă de asemenea structură porfirică și textură masivă (pl. III, fig. 6). Masa fundamentală microlitică este alcătuită dintr-o masă cuarț-feldspatică, fragmente de minerale melanocrate și granule de minerale opace. Dintre fenocristale cei mai frecvenți sînt plagioclazii, cu dimensiuni care ating 2—3 mm lungime și al căror conținut în anortit variază între 56 și 63%.

În cadrul mineralelor femice predomină piroxenii, care sînt totdeauna proaspeți. Hiperstenul alcătuiește cristale prismatice de dimensiuni cuprinse între 2,2 × 0,3 și 0,5 × 0,2 mm. Este ușor pleocroic : Ng (II c) = cenușiu-verzui, Np = galben-cafeniu. Uneori este înconjurat de o zonă marginală subțire de opacit. Augitul, în cristale prismatice scurte, adesea maclat după fața (100), se prezintă în asocieri glomeroporfirice.

Cristalele prismatice de hornblendă bazaltică ating dimensiuni cuprinse între 5 × 1 și 1 × 0,3 mm. Au pleocroism pronunțat : Ng = brun-închis, cu nuanțe de roșu, Np = galben-închis. $c : Ng = 0°$. Conțin incluziuni de plagioclazi cu dimensiuni de 0,3 × 0,1 mm. Fenocristalele mari de hornblendă sînt opacitizate pe margine și parțial pe direcția clivajelor, pe cînd cristalele de dimensiuni mai reduse sînt total înlocuite printr-o pseudomorfoză de opacit. Biotitul apare accidental, în cristale mici, intens opacitizate.

Ambele tipuri de roci care înglobează enclavele au — după cum s-a arătat — masă fundamentală microholocristalină, din care cauză Z. Török (13) și mai tîrziu Al. Vasilescu[3] au considerat că ele alcătuiesc dykuri. Z. Török menționează aceste roci sub denumirea de „faciesul dykoid de la Jigodin", terenul învecinat foarte acoperit nepermițîndu-i să stabilească cu certitudine forma de zăcămînt a rocilor din împrejurimile Jigodinului.

Pentru lămurirea acestei probleme, noi ne-am propus executarea unui studiu structural petrologic, care va putea aduce date noi în privința aceasta. Oricare vor fi concluziile la care ne vor conduce aceste cercetări structurale, ele nu vor influența rezultatele studiului de față în care încercăm să reconstituim structura fundamentului, pe baza naturii enclavelor cuprinse în andezite.

Enclavele provin din zonele mai adînci ale scoarței, de unde au fost smulse și înglobate de magma care le-a străbătut în drumul ei ascensional spre suprafață. Fragmentele de roci deja consolidate, ajunse în mediul magmei fluide de temperatură ridicată, suferă pe parcurs o serie de modi-

[3] Al. Vasilescu, *Op. cit.*

ficări de natură caustic-metamorfică cu sau fără aport de substanţe. Stadiul acestor modificări ne poate oferi date cu privire la timpul în care aceste enclave au stat sub influenţa caustică a magmei, respectiv de drumul parcurs de aceasta, după ce a înglobat fragmentul de rocă străină, deci în ultimă instanţă (ceea ce ne interesează în mod deosebit) de adîncimea la care se află formaţiunea pe care o reprezintă enclava în cauză.

Astfel, prin studierea atentă a enclavelor se pot obţine date importante cu privire la alcătuirea fundamentului pe care s-a desfăşurat activitatea vulcanică. Într-o regiune ca aceea pe care o studiem, unde lucrările miniere şi forajele sînt aproape inexistente, aceste date pot fi considerate deosebit de preţioase.

Enclavele întîlnite în carierele menţionate sînt alcătuite din următoarele tipuri de roci :

Eruptive :

1. Diorite : *a*) piroxenice ;
   b) cu hornblendă şi piroxeni.
2. Microdiorite şi porfire microdioritice.
3. Andezite şi andezite bazaltoide.

Sedimentare :

4. Gresii cuarţoase.
5. Marne argiloase.
6. Corneene de contact.

Dioritele alcătuiesc uneori enclave de dimensiuni de ordinul mai multor decimetri cubi şi se recunosc foarte uşor pe teren, în observare megascopică (pl. I, fig. 1). La microscop se distinge structura holocristalină granulară şi textura masivă a rocii (pl. IV, fig. 7), constituienţii mineralogici avînd în general acelaşi ordin de mărime (peste 1 mm). Pe baza compoziţiei mineralogice se pot distinge enclave de diorite piroxenice şi de diorite cu piroxeni şi hornblendă.

La alcătuirea dioritelor piroxenice, participă plagioclazi, hipersten şi granule de minerale opace. Plagioclazii (1,75 × 0,55 — 0,60 — 0,20 mm) prezintă slabe structuri zonare fiind alcătuiţi din zone puţine, lipsite de recurenţe. Conţinutul în anortit variază de la un centru de 67% An, pînă la zona marginală cu 49% An, avînd zonalitate continuă. Sînt frecvente maclele polisintetice de tip Albit şi Karlsbad. Hiperstenul, în cristale de dimensiuni cuprinse între 1,75 × 0,40 şi 0,82 × 0,20 mm, are adesea contururi corodate ; de obicei este maclat după (100). Conţine incluziuni de plagioclazi şi de minerale opace.

În varietăţile hornblendice, alături de piroxeni apare şi hornblenda bazaltică.

Contactul dintre enclavele dioritice şi andezitul-gazdă este de obicei net, fără zonă de contact (pl. VI, fig. 11), sau marcat de infiltraţii de calcită asociată cu zeoliţi (pl. VII, fig. 12). Acestea din urmă, pe baza constantelor optice, s-au dovedit a fi cristale de epidesmin, cu alungire negativă şi $c : Np = 0°$. Se prezintă în cristale prismatice alungite sau dispuse în evantai.

Spre deosebire de diorite, enclavele *microdioritice* adesea nu se pot distinge macroscopic de andezite (pl. I, fig. 2). Cristalinitatea ridicată a acestor roci iese în evidență numai în examinare la microscop (pl. V, fig. 9).

Microdioritele apar în enclave de dimensiuni variate, de obicei de ordinul centimetrilor. Ele îmbracă aspecte microscopice destul de variate. Astfel, se disting microdiorite și porfire microdioritice (pl. V, fig. 9 și pl. IV, fig. 8). La acestea din urmă, în masa fundamentală holocristalină (alcătuită din elemente de 0,6—1,0 mm dimensiune) sînt prinse cristale mari cu alură de fenocristale, avînd dimensiuni cuprinse între 2 și 3 mm. Pe baza compoziției mineralogice, ca și la diorite, și aici se pot deosebi microdiorite cu piroxeni și microdiorite cu piroxeni și hornblendă.

Porfirele microdioritice cu piroxeni sînt alcătuite din cristale de plagioclazi, augit și hipersten, ale căror dimensiuni-limită sînt date în tabelul nr. 1.

Tabelul nr. 1

Dimensiunile (mm) mineralelor constituiente din porfirele dioritice cu piroxeni

Fenocristale	plagioclazi	1,85×0,47—0,80×0,32
	augit	1,03×0,32—0,75×0,20
	hipersten	3,00×0,55—1,58×0,28
Masa fundamentală	plagioclazi	0,47×0,16—0,16×0,10
	augit	0,40×0,38—0,27×0,16
	hipersten	0,74×0,16—0,25×0,10
	minerale opace	0,10×0,08—0,03×0,03

Structurile zonare la feldspați se caracterizează prin lipsa recurențelor, conținutul în anortit variind continuu de la un nucleu bazic (60—63% An) la zone periferice mai acide (41—51% An).

Mineralele constituiente au de obicei contururi hipidiomorfe (cristalele se întrepătrund, datorită cristalizării simultane) și mai rar panidiomorfe (pl. V, fig. 9).

Porfirele microdioritice cu piroxeni și hornblendă conțin pe lîngă piroxeni, cristale de hornblendă bazaltică. Cantitatea relativă a acestor minerale, variază, încît predomină cînd unele cînd altele. Dimensiunile limită ale constituienților sînt date în tabelul nr. 2.

Tabelul nr. 2

Dimensiunile (mm) elementelor constituiente ale porfirelor microdioritice cu piroxeni și hornblendă

Fenocristale	plagioclazi	2,8×0,8—0,9×0,3
	hornblendă	2,6×0,9
	piroxeni	2,6×0,4
Masa fundamentală	plagioclazi	0,6×0,2—0,2×0,07
	hornblendă	0,9×0,4
	piroxeni	1,0×0,3

Roca prezintă structură holocristalină inechigranulară cu aspect porfiric şi textură masivă, neorientată. Masa fundamentală holocristalină este alcătuită din cristale prismatice de plagioclazi, piroxeni, hornblendă bazaltică, rare granule de minerale opace şi, accidental, foiţe de biotit. Hiperstenul este totdeauna mai idiomorf decît hornblenda bazaltică, aceasta din urmă avînd adesea contururi corodate. Hornblenda are pleocroizm intens : Ng = brun-închis, roşcat, Nm = brun-gălbui, Np = galben-verzui. Este parţial opacitizată, conţine incluziuni de plagioclazi.

Plagioclazii sînt în general zonaţi, cu zonalitate continuă, avînd un nucleu bazic larg dezvoltat, intens alterat.

Andezitele bazaltoide (pl. V, fig. 10) atrag atenţia asupra unor roci care nu au fost menţionate la suprafaţă.

Limitele dintre enclavele eruptive şi roca-gazdă, în majoritatea cazurilor, sînt deosebit de nete, după cum se poate observa şi pe microfotografiile alăturate (pl. VI, fig. 11 şi pl. VIII, fig. 13 şi 14). Remarcăm două aspecte ale zonei de contact dintre aceste tipuri de roci, şi anume :

a) Zona subţire de contact, de ordinul zecimilor de milimetri, în care se acumulează granule mărunte de minerale melanocrate, reprezentate în general prin piroxeni, cristalizaţi sub influenţa enclavei reci, alteori de zoizit şi epidot.

b) Zona mai largă limonitică sau hematitică (pl. II, fig. 3) de lăţime pînă la 1 cm, în care oxizii de fier substituie total sau parţial elementele melanocrate şi chiar şi feldspaţii, mai ales în direcţia nucleului sau a unor zone intermediare de o anumită compoziţie mai bazică. Acesta este singurul tip de zonă mai larg dezvoltată şi se datoreşte mobilităţii mari a ionilor de Fe.

Enclavele de roci sedimentare reprezintă rocile caracteristice pentru zona de fliş a Carpaţilor Orientali. Au dimensiuni foarte variate, unele dintre ele măsurînd numai cîţiva centimetri (pl. II, fig. 4), pe cînd altele ating mărimi de ordinul decimetrilor. Ele prezintă efectele metamorfismului termic de intensităţi şi aspecte variate, fiind transformate în corneene. În cadrul acestor tipuri de enclave se disting net enclavele alcătuite din roci sedimentare propriu-zise, influenţate termic numai de lava care le-a înglobat, de enclavele care au fost transformate în corneene încă înainte de a fi fost înglobate de lava care le-a transportat la suprafaţă.

Enclavele din prima categorie îşi păstrează alura sedimentară (aspect litologic, stratificaţie iniţială), iar intensitatea efectului termic a lavei-gazdă descreşte treptat de la contact spre interiorul enclavei.

Gresia cuarţoasă pură, inclusă în lavă, suferă o recristalizare sub acţiunea temperaturii ridicate a acesteia, dînd naştere la o rocă cu structură în mozaic tipică, alcătuită din granule hipidiomorfe cu habitus izometric de cuarţ (pl. IX, fig. 15), cimentate cu o cantitate extrem de redusă de carbonat de calciu. Influenţa termică a lavei asupra acestor enclave s-a manifestat numai prin recristalizarea cuarţului.

Marnele argiloase au suferit fenomene de contact mai puternice decît gresiile cuarţoase. Astfel, legat de părţile mai argiloase ale rocii s-au format cristale de sillimanit, iar în părţile mai bogate în $CaCO_3$ a

luat naştere zoizitul. Adesea, păturile sillimanitice şi zoizitice alternează ritmic, marcînd microstratificaţia iniţială a rocii. Accidental, în aceste roci mai apare epidotul şi biotitul, iar uneori se mai constată infiltraţii de opal şi hematită. Cantitatea cristalelor de zoizit şi sillimanit descreşte în mod vizibil la aceste roci de la contact spre interiorul enclavei, ceea ce arată clar că ele s-au format sub acţiunea termică a lavei. Sub influenţa enclavei reci, în lavă, la limita cu enclava, au cristalizat granule mărunte de piroxeni (pl. IX, fig. 16).

Enclavele de corneene, în schimb, în ciuda dimensiunilor lor uneori foarte mari (mai mulţi decimetri), se caracterizează printr-un metamorfism termic mult mai accentuat şi omogen, manifestat pe tot cuprinsul enclavei. În momentul înglobării lor de către lavă, ele au devenit deja refractare faţă de influenţele termice ale acesteia, încît fenomenele metamorfice exercitate asupra lor le-au afectat numai pe o zonă de contact foarte subţire.

Macroscopic aceste corneene sînt roci dure, de culoare închisă, cu nuanţe cafenii, în care cu ochiul liber se recunosc numai foiţele de biotit, ce abundă mai ales pe planele de separaţie ale rocii (stratificaţia relictă). Figurile 18 şi 19 din planşa XI ilustrează aspectul microscopic al acestor corneene bogate în biotit. În afara biotitului se remarcă la microscop prezenţa în cantitate destul de însemnată a granaţilor, reprezentaţi prin uwarovit. Aceştia se evidenţiază prin culoarea verde de smaragd a cristalelor izometrice izotrope (pl. XII, fig. 20), care numai accidental prezintă o foarte slabă anizotropie anomală. Granaţii apar în aglomerări legate întotdeauna de o masă opacă de opal.

În porţiunile mai argiloase ale rocii (bogate în alumină), au luat naştere agregate de cristale mărunte de sillimanit, pe cînd în cele marnoase (bogate în $CaCO_3$) a avut loc cristalizarea thulitului (pl. XII, fig. 21), clinozoizitului şi plagioclazilor.

La contact cu lava, enclavele de corneene prezintă fenomene de zoizitizări şi de slabe epidotizări (pl. X, fig. 17). Hematitul este şi el adesea prezent, iar cu totul accidental, apare şi andaluzit, în agregate fibro-radiare.

Roca de bază a corneenelor a fost o marnă uşor argiloasă, care a suferit un metamorfism caustic fără efecte pneumatolitice, respectiv fără aport important de substanţe.

Gradul de metamorfism al corneenelor, precum şi modul lor de prezentare (transformate omogen, pe tot cuprinsul enclavei) ne sugerează ideea că ele au fost transformate nu sub influenţa lavei care le înglobează în momentul de faţă, ci în adîncime, ele provenind din aureola de contact a unor corpuri intrusive dioritice, cu care au stat în contact un timp îndelungat, în decursul consolidării acestora.

Această idee se sprijină, de asemenea, şi pe prezenţa enclavelor dioritice despre care am vorbit mai înainte.

Comparînd aceste diorite cu rocile subvulcanice din Masivul Toroiaga (9), trebuie să remarcăm faptul că roci cu asemenea grad ridicat de cristalizare în Toroiaga se întîlnesc numai la adîncimi mari, şi anume la 800 — 900 m sub limitele superioare (acoperişul de şisturi cristaline) ale

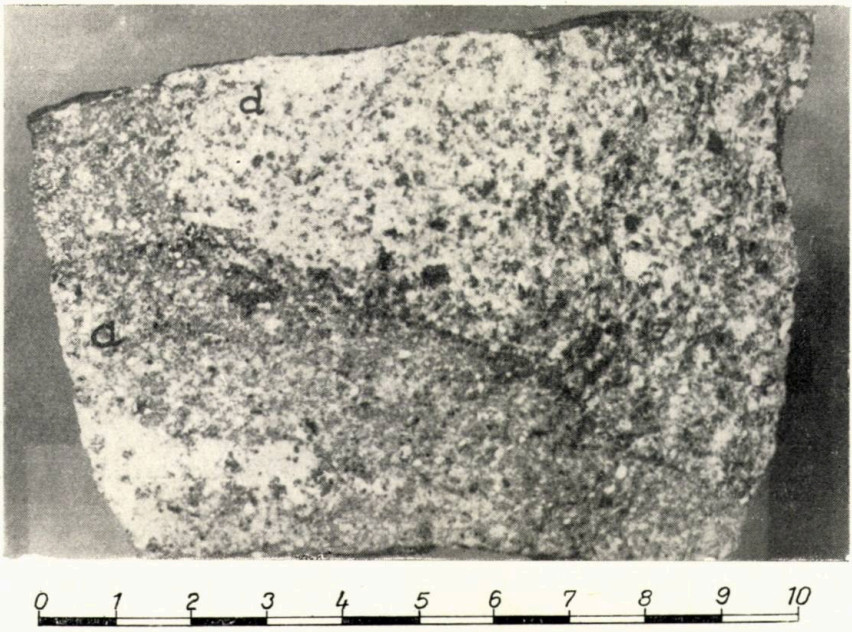


Fig. 1. — Enclavă dioritică (*d*) în andezit cu piroxeni (*a*). Cariera Sîncrăeni — Ciuc, valea Oltului.

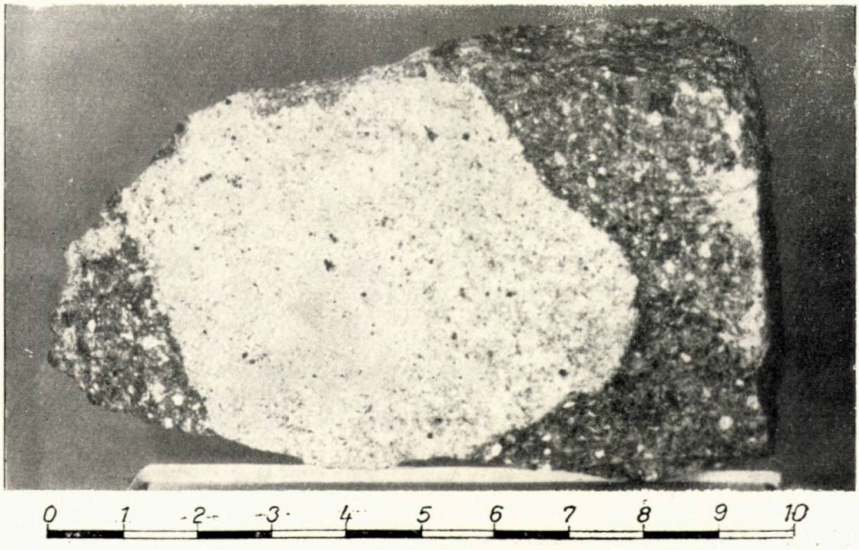


Fig. 2. — Enclavă microdioritică (cenușiu-deschis) în andezit cu piroxeni (cenușiu-închis). Cariera Sîncrăeni — Ciuc.

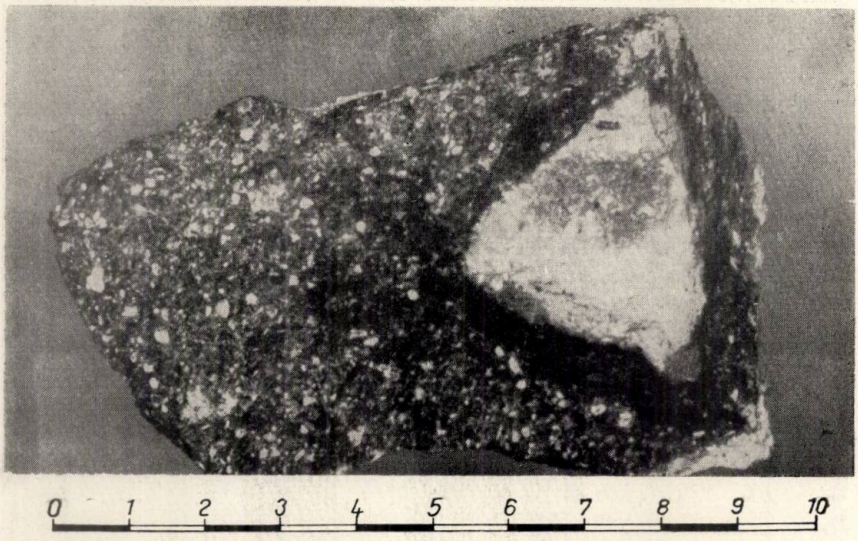


Fig. 3. — Enclavă andezitică, cu zonă de contact hematitică. Sîncrăeni — Ciuc.

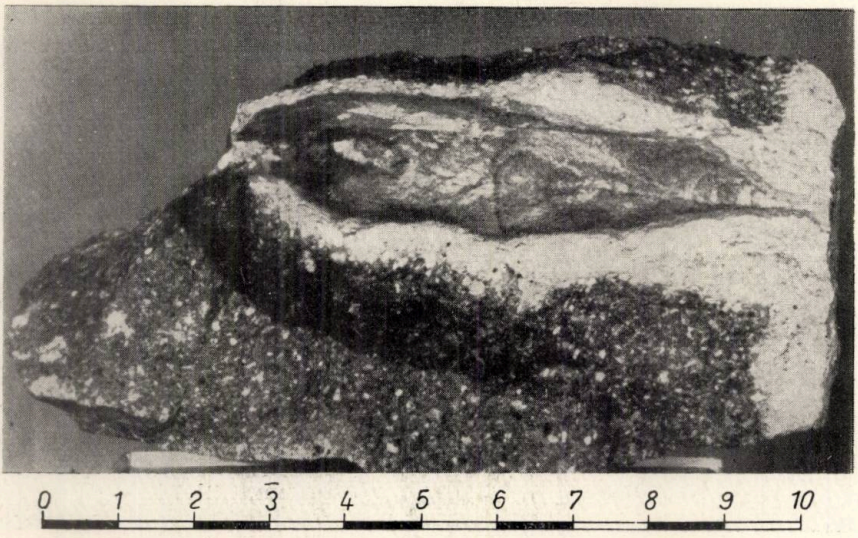


Fig. 4. — Enclavă sedimentară în andezitul cu piroxeni din cariera Sîncrăeni — Ciuc (versantul drept al Oltului), cu zonă de contact hematitică.

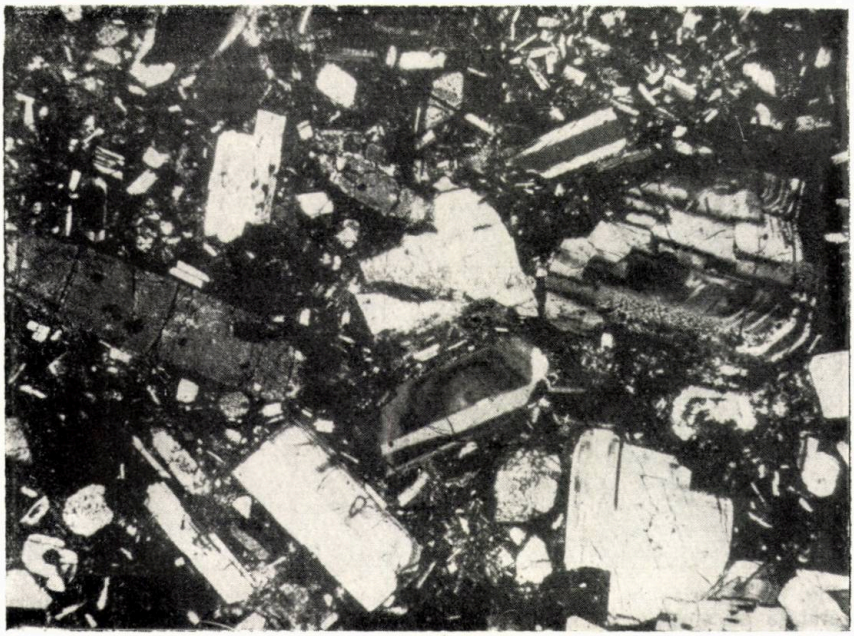


Fig. 5. — Structura andezitului cu hipersten și augit, roca-gazdă a enclavelor din cariera de la Sîncrăeni — Ciuc (N +; 30 ×).

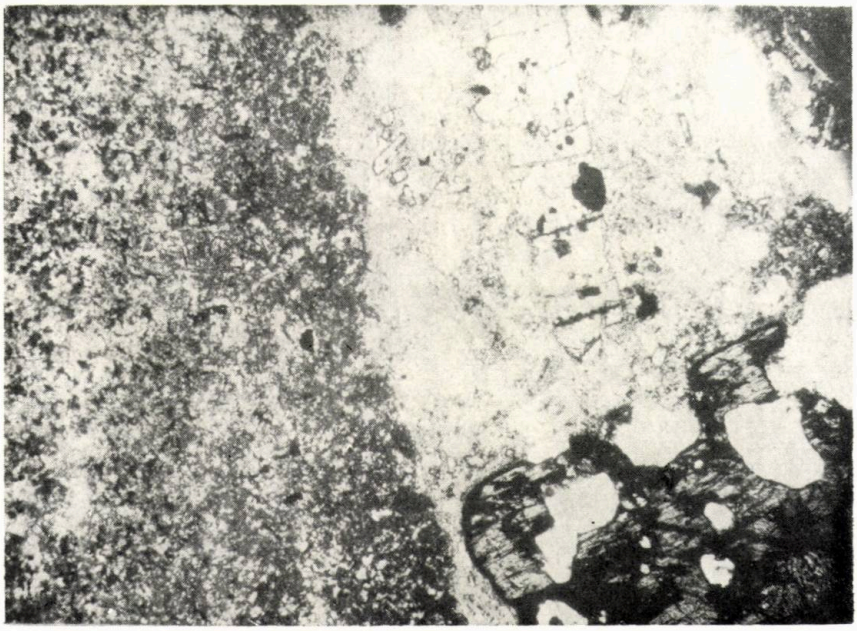


Fig. 6. — Andezitul cu piroxeni și hornblendă din cariera Jigodin — Ciuc, la contact cu o enclavă sedimentară (N ||; 30 ×).

Fig. 7. — Diorit din enclavă (N + ; 30 ×). (În figurile 7, 8, 9 și 10 sînt arătate principalele tipuri de roci eruptive întîlnite în enclave, în ordinea cristalinității descrescinde).

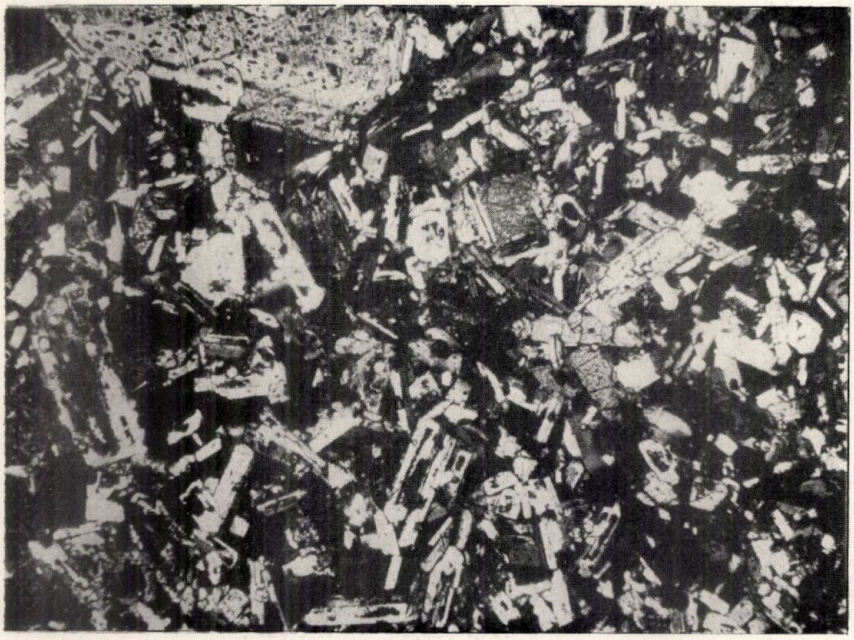


Fig. 8. — Porfir microdioritic (N + ; 30 ×).

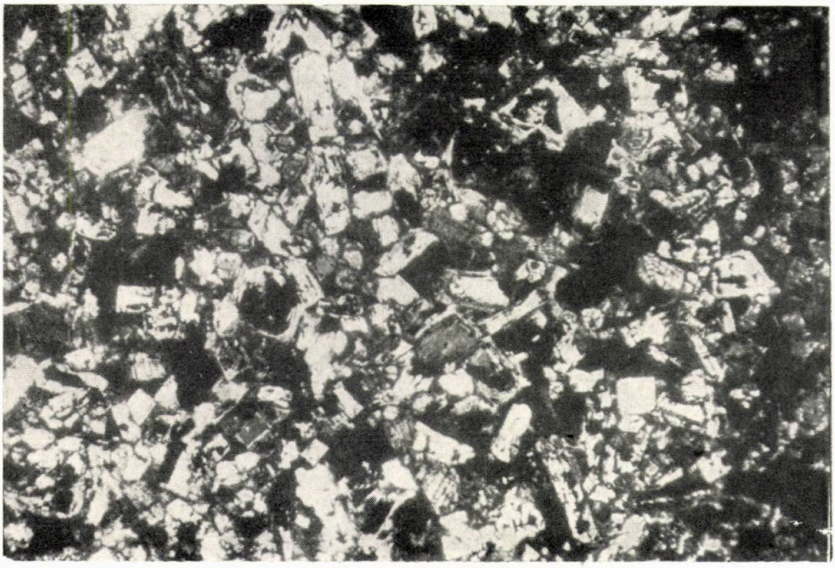


Fig. 9. — Microdiorit (N + ; 30 ×).

Fig. 10. — Andezit bazaltoid (N + ; 30 ×).

Fig. 11. — Contactul dintre o enclavă dioritică și andezitul-gazdă (N +; 30 ×).

Fig. 12. — Contactul diorit-andezit, cu infiltrație de calcită și cristale de zeoliți (epidesmin) (N +; 30 ×).

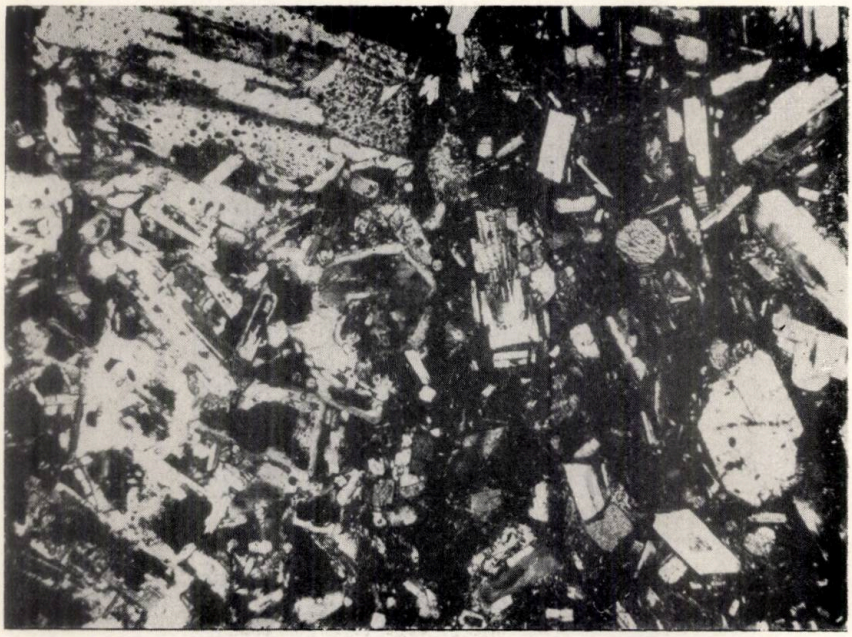


Fig. 13. — Limita dintre o enclavă de porfir microdioritic și andezitul-gazdă (de remarcat limita netă dintre ele) (N + ; 30 ×).

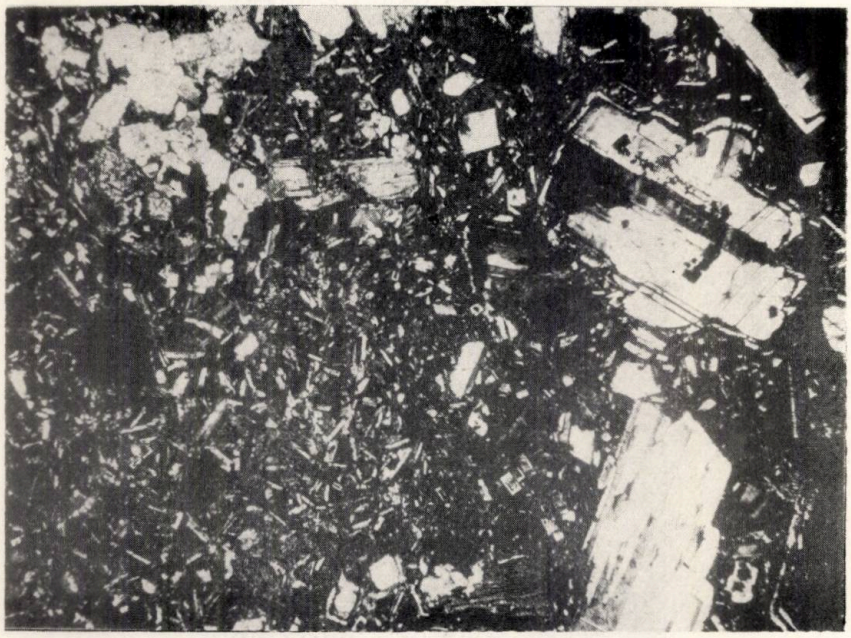


Fig. 14. — Contactul dintre enclava andezitică bazaltoidă și andezitul piroxenic (N + ; 30 ×).

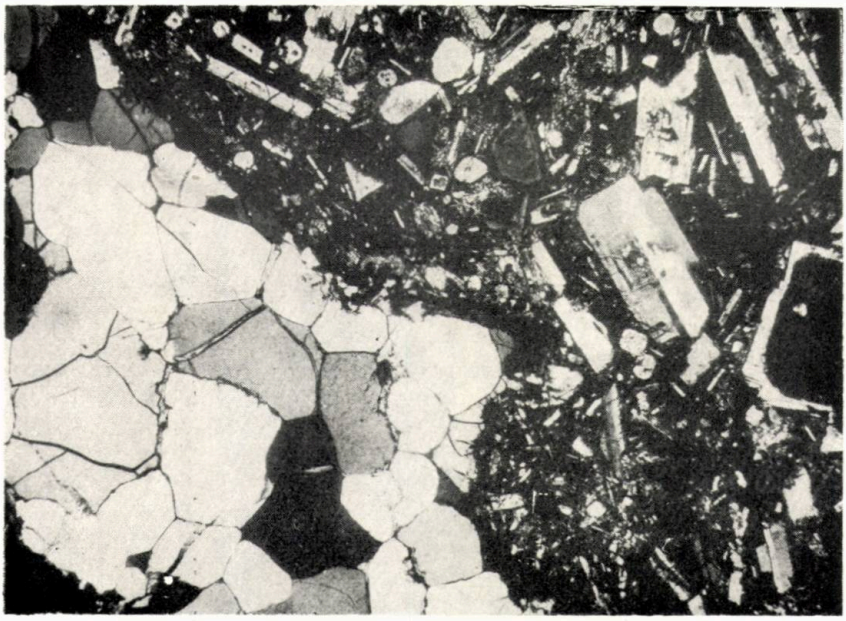


Fig. 15. — Limita dintre o enclavă cuarțitică (gresie cuarțoasă recristalizată) și roca-gazdă andezitică (N + ; 30 ×).

Fig. 16. — Cristale mărunte de piroxeni (*p*), plasați pe linia de contact dintre o enclavă sedimentară și andezitul piroxenic (N + ; 30 ×).

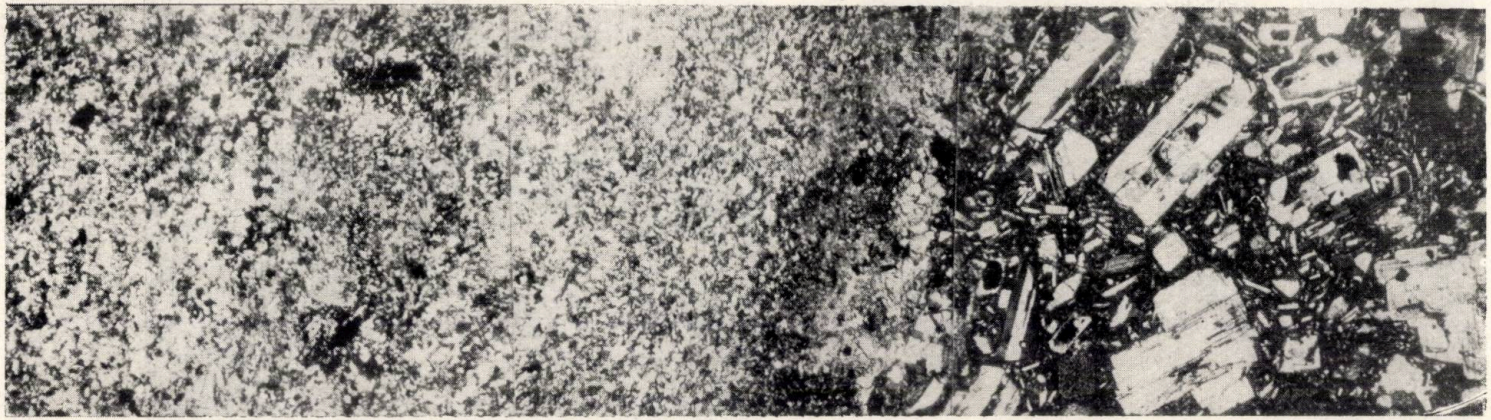


Fig. 17. — Contactul dintre o enclavă de corneeană cu granați și biotit și roca-gazdă (N +; 30 ×).

Fig. 18. — Corneeană cu granați și biotit (textură) (N || ; 15 ×).

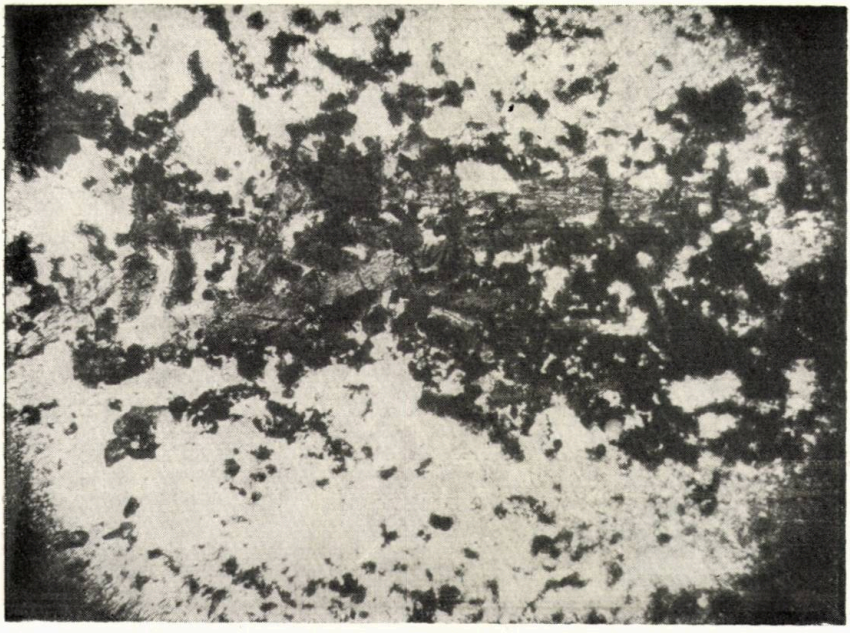


Fig. 19.—Cristale de biotit în corneeană, dispuse pe planele de separație ale rocii (N || ; 65 ×).

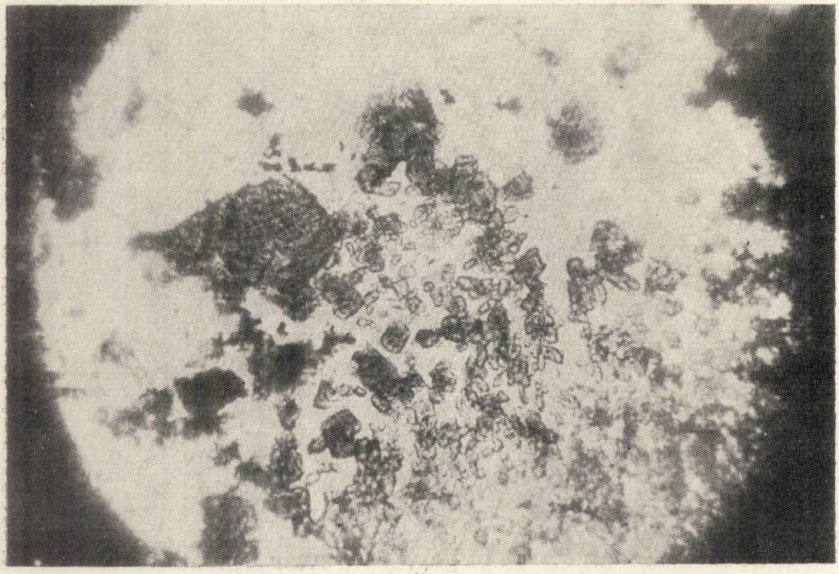


Fig. 20. — Cristale de granați în corneeană (N || ; 100 ×).

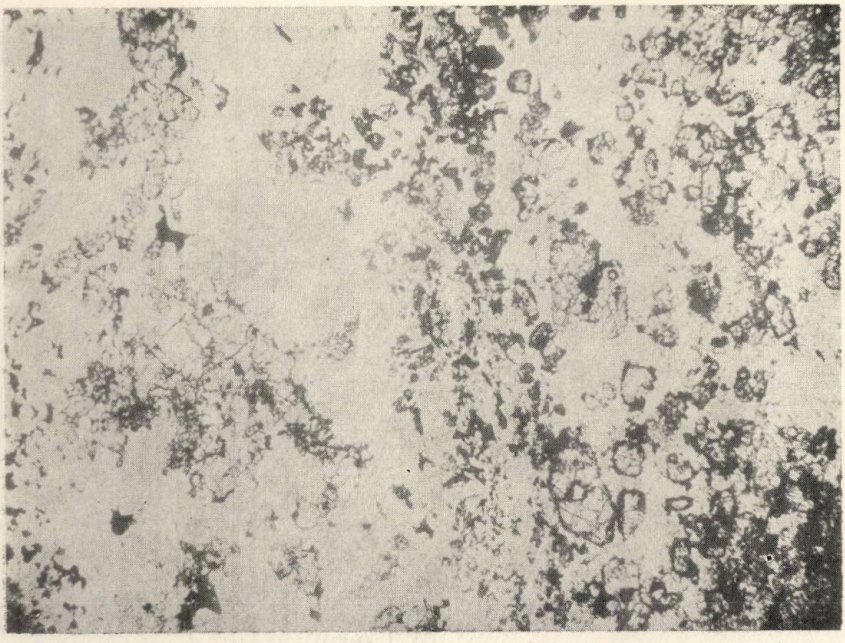


Fig. 21. — Cristale de zoizit în corneeană (N || ; 30 ×).

corpului subvulcanic, unde s-au putut crea condiţiile de răcire suficient de lentă, ca să poată da naştere la roci cu asemenea cristalinitate ridicată (structură holocristalină granulară).

Reamintim totodată (9) că toate dykurile din Toroiaga, indiferent de dimensiunile lor, sînt constituite exclusiv din andezite, neîntîlnindu-se printre ele niciodată roci dioritice şi nici chiar microdioritice. Se exclude deci ideea că rocile holocristaline ar proveni din dykuri sau părţile inferioare ale unor curgeri de lave.

De asemenea, faptul că enclavele de corneene şi cele dioritice şi microdioritice apar împreună nu ni se pare deloc întîmplător. Ele ne sugerează ideea unor legături genetice bine determinate şi deosebit de logice.

În anii din urmă, unii cercetători (6), (7) au pus la îndoială existenţa corpurilor subvulcanice a căror punere în loc a precedat fazele efuzive în lanţul eruptiv terţiar din ţara noastră, idee formulată în mai multe lucrări de către Z. T ö r ö k, pe baza unor cercetări deosebit de minuţioase, executate în decurs de patru decenii.

Totuşi, datele de teren vin să confirme din ce în ce mai mult aceste ipoteze, nu numai în Munţii Călimani, unde situaţia este clară, dar şi în alte regiuni, unde aceste corpuri — datorită eroziunii nu prea avansate — nu au putut ajunge încă la suprafaţă.

Noi nu intenţionăm să amplificăm peste măsură importanţa acestor corpuri subvulcanice, dar datele faptice de teren (singurele pe care ne putem baza în formularea părerilor noastre) ne îndreptăţesc să recunoaştem existenţa lor.

Frecvenţa enclavelor dioritice în tot cuprinsul lanţului eruptiv terţiar din ţara noastră este deosebit de grăitoare cu privire la alcătuirea fundamentului. Asemenea enclave au fost întîlnite de noi în regiunea Baia-Mare, în împrejurimile văii Ilbei[4] şi văii Firizei (10) şi de asemenea în valea Oltului din lavele aflate în împrejurimile localităţilor Tuşnad-Băi şi Malnaş (11).

CONCLUZII

1. Judecînd după natura enclavelor, fundamentul regiunii Harghitei de sud-est este constituit din depozitele sedimentare (flişul carpatic), diorite şi microdiorite subvulcanice şi corneene de contact, care au luat naştere în urma metamorfismului de contact, legat de punerea în loc a corpurilor subvulcanice.

2. Faptul că enclavele dioritice au în general limite nete, fiind lipsite de zone groase de contact în care s-ar fi petrecut transformări importante sub acţiunea lavei care le-a înglobat, ne sugerează ideea că ele au fost aduse de la adîncimi nu prea mari şi astfel nu au fost supuse timp îndelungat temperaturii ridicate a lavei.

---

[4] A m a l i a S z ő k e, *Raport asupra cercetărilor structurale petrologice executate în anul 1962 în regiunea văii Ilbei şi împrejurimi*, Arh. Inst. geol.-geogr. Acad. R.P.R., 1963.

3. Același lucru se poate spune și despre enclavele de corneene. Acesta constituie încă un argument în favoarea părerii că ele sînt legate spațial și genetic de rocile dioritice.

4. Influența termică a lavei a fost mult prea slabă ca să fi putut determina formarea corneenelor. Acestea au putut lua naștere numai sub acțiunea îndelungată a temperaturii ridicate, ceea ce se poate realiza numai în condițiile de răcire lentă a corpurilor subvulcanice.

5. Rezultă de aici că fundamentul preefuziv (sedimentar și subvulcanic) sau mai bine-zis, nivelul de eroziune de odinioară, peste care s-a desfășurat apoi activitatea vulcanică propriu-zisă, se află la o adîncime nu prea mare. Cu alte cuvinte produsele fazelor efuzive în această regiune a Munților Harghita nu ating o grosime prea mare.

6. Lipsa totală a enclavelor de șisturi cristaline arată că zona cristalină a Carpaților Orientali, în acest loc, este afundată la mare adîncime, astfel încît magma în ascensiunea sa — chiar dacă a înglobat fragmente de șisturi cristaline — le-a asimilat complet pe parcurs, încît ajunse la suprafață, ele nu se mai pot distinge.

BIBLIOGRAFIE

1. Елисеев Н. А., *Метаморфизм*. Кап.: *Термальный метаморфизм и его разновидности*, Изд. Ленинградского Университета, Ленинград, 1959.
2. Harker A., *Metamorphism*, Methnen — Dutton, Londra, New York, 1956.
3. Lengyel E., *Dunazughegység -i andezitek zárványai és magmatektonikai jelentőségük, 1951*, Földt. Közlöny, **LXXXI**, *46*.
4. Nagy L., *Noi contribuțiuni la geologia părții de est a Munților Harghita*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, 1958, seria a II-a, **III**, *1*.
5. Patrulius D., Contescu L. și Butac A., *Observații asupra flișului cretacic din valea superioară a Trotușului și împrejurimile orașului Miercurea-Ciuc (Carpații Orientali)*, St. și cerc. geol., 1962, **VII**, *3—4*.
6. Rădulescu D., *Asupra existenței formațiunilor subvulcanice în lanțul eruptiv Călimani — Gurghiu — Harghita*, Anal. Univ. Buc., seria șt. nat., geol.-geogr., 1960, **IX**, *23*.
7. — *Probleme ale vulcanismului terțiar în Munții Călimani — Gurghiu — Harghita*, St. și cerc. geol., 1962, **VII**, *2*.
8. Соболев В. С. и сотрудн., *Петрография неогеновых вулканических и гипабисальных пород советских Карпат*, Изд. Акад. наук Украинской ССР, Киев, 1955.
9. Szőke A., *Studiul geologic și petrografic al regiunii Toroiaga, Baia-Borșa*, Edit. Acad. R.P.R., București, 1962.
10. — *Cercetări petrografice și de analiză structurală petrologică în valea Firizei*, St. și cerc. geol., 1963, **VIII**, *1*.
11. — *Studiul petrografic asupra rocilor andezitice din carierele din valea Oltului, între Tușnad și Malnaș*, St. și cerc. geol., 1963, **VIII**, *2*.
12. Török Z., *Problemele teoretice și practice ale metodei faciesurilor complexe*, St. și cerc. geol.-geogr., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1956, **VII**, *1—4*.
13. — *A Kelemen — Havasokban, valamit a Görgényi — Hargita vulkani lánc területén található fiatal eruptivum geológiai kutatásának módszertani kérdései*, A kolozsvári Bolyai Tudományegyetem, 1945—1955, Cluj, 1956.
14. Treiber I. și Mezei Z., *Adatok a Felcsiki-medence és környékének geológiájához és tektonikájához*, Publ. Muz. Ciuc, 1957.
15. Treiber I., *Adatok az Északi Hargita geológiai felépítéséhez és a hargitai kaolinos kőzetek vizsgálatához*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, 1959, seria a II-a, *1*.

Institutul de geologie și geografie al Academiei R.P.R.

Primită în redacție la 12 iunie 1963.

ASUPRA CRETACICULUI SUPERIOR DIN FLIȘUL EXTERN DIN REGIUNEA COVASNA—ZAGON (CARPAȚII ORIENTALI)

DE

GR. ALEXANDRESCU și ECATERINA ALEXANDRESCU

55(05)

Primele informații geologice asupra zonei Covasna aparțin lui P. Partsch, Fr. Hauer și B. Cotta (citați după (9)).

Date geologice mai precise posedăm de la Fr. Herbich din anul 1878, care întocmește și o primă hartă geologică. Autorul raportează depozitele pe care le-a întîlnit în regiune, „gresiei carpatice", iar ca vîrstă pe baze paleontologice, le atribuie neocomianului (9).

Începînd din anul 1935 și în special după 1949, cu studiul acestei regiuni se ocupă prof. M. G. Filipescu (3), (4), (5), (6), (7). Studiile întreprinse l-au condus la rezultate importante în ceea ce privește stratigrafia și tectonica acestei zone. Astfel, pe baze litologice și paleontologice, seria șisturilor negre a fost separată în trei complexe : complexul sferosideritic, complexul șistos și complexul gresiilor glauconitice. Deasupra seriei șisturilor negre separă stratele de Zagon pe care le atribuie cenomanianului superior — turonian inferior.

În ultimul timp, I. Marinescu (10), (12) se ocupă cu studiul regiunii cuprinse între valea Covasnei și valea Buzăului. De asemenea referiri la această regiune se găsesc în lucrările de sinteză ale lui I. Băncilă (1), (2).

DATE STRATIGRAFICE

Depozitele cretacice care apar la S de valea Covasnei aparțin flișului intern și flișului extern (fig. 1).

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9. nr. 1 p. 149 – 154 București 1964

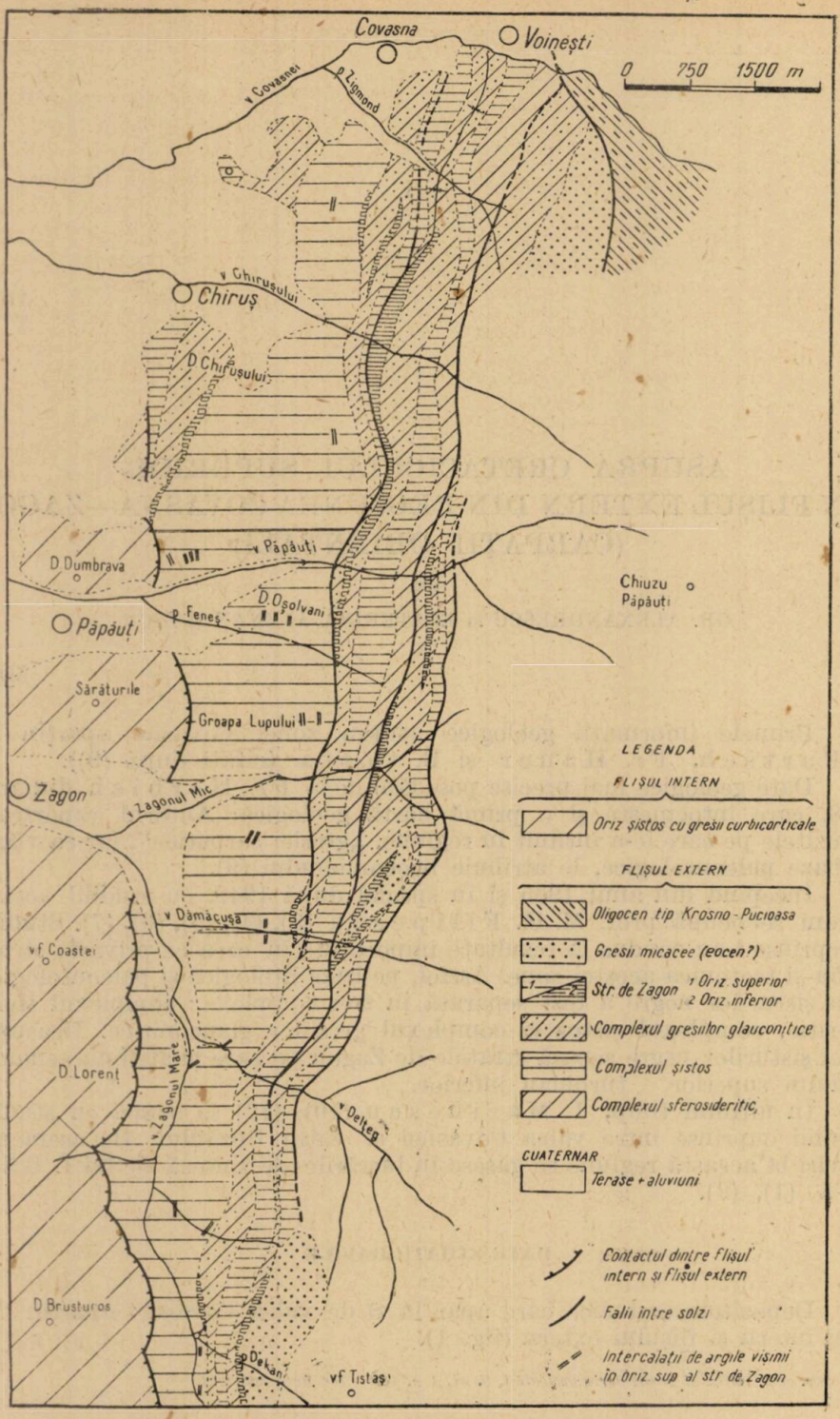


Fig. 1. — Schița geologică a regiunii Covasna — Zagon.

Flișul intern. Acesta a fost cercetat numai în partea sa externă (estică), parte care vine în contact tectonic cu flișul extern reprezentat prin seria șisturilor negre (strate de Audia).

Această parte estică a flișului intern este alcătuită dintr-o alternanță de șisturi marnoase și argiloase de culoare cenușie sau negricioasă și gresii curbicorticale. Aceste depozite iau parte la alcătuirea Dealului Dumbravei (625 m) situat la nord de satul Păpăuți, Dealul Sărăturile (745 m) la N de satul Zagon și culmea de la vest de valea Zagonului (vîrful Coastei și Dealul Brusturos) continuîndu-se apoi spre S, în valea Zăbrătăului și valea Buzăului.

Flișul extern. Porțiunea din flișul extern de care ne ocupăm este reprezentată prin seria șisturilor negre (strate de Audia) și stratele de Zagon.

Șisturile negre sînt reprezentate prin cele trei complexe separate de către prof. M. G. Filipescu, I. Drăghindă și V. Mutihac (4):

— Complexul sferosideritic de vîrstă valanginian-barremian constituie partea inferioară a seriei șisturilor negre. Marno-calcarele feruginoase și sferosideritele dau nota caracteristică complexului.

— Complexul șistos de vîrstă aptian-albian inferior este alcătuit din șisturi argiloase negre, foioase, cu aspect ardeziform.

— Complexul gresiilor glauconitice de vîrstă albian mediu și superior este cel mai ușor de recunoscut și rocile componente cele mai caracteristice sînt gresiile glauconitice.

Toate cele trei complexe sînt bine reprezentate în valea Covasnei precum și pe văile de la sud de aceasta (Chiruș, Păpăuți, Dămăcușa, Zagonul Mare). Orizontarea și precizarea vîrstei seriei șisturilor negre pe baze paleontologice au o mare importanță în privința paralelizării acestora cu depozitele cretacice din flișul intern și cu depozitele cretacice din regiunile mai externe zonei șisturilor negre (Audia).

Stratele de Zagon. Deasupra seriei șisturilor negre, respectiv peste gresia glauconitică, în succesiune stratigrafică, urmează stratele de Zagon, în cuprinsul cărora se pot separa două orizonturi:

a) Orizontul inferior este alcătuit din argile roșii și verzi, cu intercalații subțiri de gresii micacee cu concrețiuni de pirită și șisturi cenușii-negricioase. Către partea bazală a orizontului se găsesc intercalații subțiri de tufite albicioase sau verzui. De asemenea orizontul are intercalații de gresii grosiere cu feldspat roșu și granodiorite și brecci sedimentare (7), (8). Grosimea orizontului este cuprinsă între 40 și 50 m, iar uneori atinge cîțiva metri. Această subțiere este cauzată de fenomenele tectonice, caracteristice șisturilor negre. Din acest orizont I. Băncilă (2) a recoltat exemplare de *Neohibolites ultimoides* (Sinzow) Stoll. și fragmente de *Inoceramus*. De asemenea I. Marinescu (10) în bazinul văii Buzăului a recoltat o faună reprezentată prin specii de *Parahibolites tourtiae* Weign., *Inoceramus sulcatus* Park., *Neohibolites minimus* List., *N. ultimoides* (Sinzow) Stoll. După acești autori orizontul ar aparține albianului superior-vraconianului.

b) Orizontul superior[1] este alcătuit din şisturi cenuşii-verzui, marne cenuşii, marno-calcare cenuşii şi negricioase, gresii calcaroase curbicorticale, subţiri, cenuşii şi cu „hieroglife", şisturi foioase negricioase cu efloreşcenţe de sulfaţi de tipul disodilelor (pîrîul Feneş şi valea Buzăului). De asemenea se întîlnesc cîteva intercalaţii de argile vişinii şi verzui, care alternează cu şisturi cenuşii şi gresii curbicorticale (Valea Mare a Zagonului, confluenţa văii Zagonului Mare cu valea Delţegului, pîrîul Ciunga, valea Dămăcuşei, drumul de la N de pîrîul Feneş care duce la Comăndău, apoi pe drumul de la est de Dealul Dumbravei). Acest orizont se încinde sub forma unei fîşii continui care se poate urmări din valea Covasnei trecînd prin valea Chirusului, valea Păpăuţi, valea Dămăcuşa, valea Zagonului Mare, valea Zăbratului, pînă în valea Buzăului.

Denumirea de strate de Zagon a fost dată de M. G. Filipescu (5), (7), iar în ceea ce priveşte vîrsta bazat pe prezenţa în gresiile în plăci a numeroase exemplare de *Rotalipora* (*Globotruncana*) *appenninica* Renz. şi *Globigerina infracretacea* Glaesner, arată că stratele de Zagon se situează între cenomanianul inferior şi turonianul superior.

I. Marinescu (10) recoltează din bazinul văii Buzăului, din partea estică a ceea ce numeşte „seria curbicorticală" şi care de altfel corespunde orizontului superior al stratelor de Zagon, o faună reprezentată prin specii de *Inoceramus* aff. *concentricus* Park., iar dintr-o brecie de pe valea Crasnei, specii de *Neohibolites minimus* List., *Pecten viteli* Pict. et Comp. şi *Inoceramus* sp. După I. Marinescu această faună ar indica albianul şi bazat pe acest fapt, ca şi I. Băncilă (2), susţine că orizontul şistos sau „seria curbicorticală" care stă la baza flişului intern ar începe cu albianul.

Parte din stratele de Zagon (în special orizontul superior) sînt considerate de unii autori că ar aparţine altor unităţi şi anume flişului intern (2), (10), (12), (13) şi, în consecinţă, li s-au atribuit şi alte vîrste. Astfel, I. Băncilă şi I. Marinescu le înglobează la „seria curbicorticală" a cărei vîrstă ar fi albiană, iar Gr. Popescu le atribuie seriei de Teleajen (13).

Părerea că stratele de Zagon (în special orizontul superior) ar ţine de alte unităţi şi nu de seria şisturilor negre se datoreşte faptului că flişul intern, prin orizontul şistos cu gresii curbicorticale vine de cele mai multe ori în contact tectonic cu orizontul superior al stratelor de Zagon, ambele fiind alcătuite din roci aproximativ asemănătoare, din care cauză aceste două formaţiuni sînt considerate de cercetătorii menţionaţi drept una singură.

Cercetările noastre întreprinse între valea Covasnei şi valea Zagonului, ale căror rezultate sînt expuse în nota de faţă, lămuresc atît poziţia

---

[1] Sinonimie. Seria curbicorticală pro parte — după I. Băncilă, *Geologia Carpaţilor Orientali*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti, 1958.

Seria de Teleajen pro parte — după Gr. Popescu, *Contribuţii la stratigrafia flişului cretacic dintre valea Prahovei şi valea Buzăului cu privire specială asupra văii Teleajenului*, St. şi cerc. geol., 1958, **III**, 3—4.

Seria curbicorticală pro parte — după I. Marinescu, *Cercetări geologice în flişul Munţilor Buzăului*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLIV** (1956—1957).

stratigrafică cît și apartenența stratelor de Zagon, la flișul extern; aceste date confirmă de altfel cele stabilite de M. G. Filipescu (6).

Astfel, în partea sudică a localității Covasna, aproape de șoseaua care duce la Chiruș și Păpăuți, pe drumul ce urcă în Dealul Plișca (920 m) la baza pantei de sub cota 585 m, precum și la S de satul Chiruș la baza pantei de sub cota 627 m (Dealul Chirușului), am identificat o nouă ivire de șisturi negre, orientate aproximativ NS pe o lungime de circa 3 km. Această ivire este alcătuită din complexul șistos și complexul gresiilor glauconitice, urmate spre E de cele două orizonturi ale stratelor de Zagon.

Pînă în prezent, această ivire nu a fost cunoscută și identificarea ei are o deosebită importanță stratigrafică și tectonică.

În acest sens menționăm că pe hărțile de pînă acum (2), (10), (12), (13) limita dintre flișul intern și cel extern era pusă mai la est de această ivire de șisturi negre și, în consecință, o parte din depozitele flișului extern (stratele de Zagon) au fost alăturate flișului intern și considerate că stau la baza orizontului șistos curbicortical al acestuia.

Prezența acestei iviri de șisturi negre face ca limita dintre cele două unități (flișul intern și flișul extern) să fie pusă la vest de aceasta și astfel stratele de Zagon să-și capete adevărata lor semnificație. Ele se dezvoltă într-o largă zonă sinclinală (sinclinalul Chiruș — Zagon), zonă care se urmărește de la Covasna pînă la sud de valea Buzăului.

În ceea ce privește vîrsta stratelor de Zagon, acestea aparțin vraconian-cenomanianului și turonianului, avînd în vedere fauna și microfauna citată (2), (6), (11) și în plus menționăm faptul că, recent, El. Bratu[2] a determinat din orizontul superior o bogată microfaună ce arată cenomanianul și turonianul.

CONCLUZII

Depozitele cretacice de la sud de valea Covasnei aparțin la două unități: flișului intern și flișului extern, iar între aceste două unități este un contact tectonic de încălecare.

Cretacicul inferior din flișul extern este reprezentat prin seria șisturilor negre, cu cele trei complexe (complexul sferosideritic, complexul șistos și complexul gresiilor glauconitice).

Cretacicul superior de peste șisturile negre (din zona Audia) este reprezentat prin stratele de Zagon (vraconian-turonian) în care s-au separat două nivele: unul inferior cu argile roșii și verzi, gresii grosiere cu feldspat roșu și granodiorite și unul superior cu marne și argile cenușii, gresii curbicorticale și argilite vișinii și verzui.

BIBLIOGRAFIE

1. Băncilă I., *Paleogenul zonei mediane a flișului*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de biologie, științe agricole, geologie și geografie, 1955, **VII**, *4*.
2. — *Geologia Carpaților Orientali*, Edit. științifică, București, 1958.

[2] El. Bratu, *Studiul micropaleontologic al stratelor de Zagon din sectorul Chiruș — valea Decanului*, Arh. Inst. geol., 1962.

3. FILIPESCU G. M., *Etudes géologiques dans la région comprise entre la vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et Bîsca Mică*, Bul. Lab. Min. Gen. a Univ. Buc., 1937, **II**.
4. FILIPESCU G. M., DRĂGHINDĂ I. şi MUTIHAC V., *Contribuţii la orizontarea seriei şisturilor negre din zona mediană a flişului Carpaţilor Orientali*, Com. Acad. R.P.R., 1952, **II**, *9—10*.
5. FILIPESCU G. M., *Vederi noi asupra tectonicii flişului Carpaţilor Orientali*, Rev. Univ. Buc. şi a Politehnicii Buc., seria şt. nat., 1955, *6—7*.
6. — *Contribuţii la orizontarea cretacicului din flişul Carpaţilor Orientali*, Rev. Univ. Buc. şi a Politehnicii Buc., seria şt. nat., 1955, *8*.
7. — *Contribuţii la orizontarea stratigrafică a Cretacicului din flişul extern dintre văile Teleajen şi Uzu*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de geologie şi geografie, 1958, **II**, *1*.
8. FILIPESCU G. M. şi ALEXANDRESCU GR., *Repartiţia gresiilor grosiere şi a argilelor cu feldspat roşu în cretacicul Carpaţilor Orientali*, St. şi cerc. geol., 1962, **VII**, *2*.
9. HERBICH F., *Das Szeklerland*, Mit. aus d. Jahrb. d. König. Ung. Geol. Anst., Budapesta, 1878, **V**.
10. MARINESCU I., *Cercetări geologice în flişul Munţilor Buzăului*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLIV** (1956—1957).
11. — *Asupra unei brecii sedimentare în flişul Munţilor Buzăului*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLIII** (1955—1956).
12. — *Structura geologică a flişului dintre valea Bîsca Mare şi izvorul Putnei*, Dări de seamă Com. geol., 1963, **XLVI** (1956—1959).
13. POPESCU GR., *Contribuţii la stratigrafia Flişului cretacic dintre valea Prahovei şi valea Buzăului cu privire specială asupra văii Teleajenului*, St. şi cerc. geol., 1958, **III**, *3—4*.
14. MURGEANU G., FILIPESCU G. M. şi colab., *Ghidul excursiilor B. Carpaţii Orientali*, Congresul V al Asociaţiei Carpato-Balcanice, Bucureşti, 1961.

Institutul de geologie al Comitetului geologic.
Primită în redacţie la 21 mai 1963.

NOTĂ ASUPRA IMBRICAȚIEI CONGLOMERATELOR DE BREBU

DE

MIRCEA DUMITRIU și CRISTINA DUMITRIU

55(05)

Prin conglomerate de Brebu se înțelege un complex de vîrstă burdigaliană, constituit din conglomerate și gresii slab cimentate, de culoare roșie-cărămizie, și dezvoltat în regiunea văilor Teleajenului—Prahovei—Cricovului.

Pentru determinarea rapidă a direcțiilor de transport ale elementelor din conglomeratele de Brebu, am executat în vara anului 1963 măsurători de orientare a axelor „c" ale galeților discoidali, știut fiind că pentru formațiunile sărace în mecanoglife și stratificație încrucișată imbricația este cel mai bun indicator al direcției de mișcare a sedimentelor (4).

Datele oferite de imbricație au fost controlate cu măsurători de orientare a mecanoglifelor (Schiulești) și stratificație încrucișată (Breaza).

Rabaterile măsurătorilor pe rețeaua Wulf au fost urmate de proiectarea pe rețeaua de arii egale (emisfera inferioară) și de întocmirea diagramelor de puncte și apoi a diagramelor petrotexturale.

Modelele petrotexturale se caracterizează printr-o simetrie monoclinică, dovadă a simetriei monoclinice a mișcării. Suprafețele izoprocentuale se plasează în general în jumătatea sudică a diagramelor, indicînd un transport al materialului detritic predominant spre sud.

În diagrama Breaza (fig. 1) punctele se proiectează în jumătatea sa vestică, sensul de curgere E—V fiind astfel evident.

În regiunile Schiulești, Aluniș, Vișinești, formele de „crescent-cast" sau sporadice măsurători de imbricație indică aporturi dinspre N. Pentru zona Cerașu considerăm ca direcție medie de transport a elementelor (NV—SE) bisectoarea celor două maxime din diagramă.

Menționăm în cele ce urmează cîteva date privind natura petrografică a elementelor din conglomeratele de Brebu:

a) cea mai mare parte din elemente se află la al doilea ciclu de depunere, fiind remaniate din conglomeratele cretacice (Ciucaș—Zăganu);

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 1, p. 155—158 București 1964

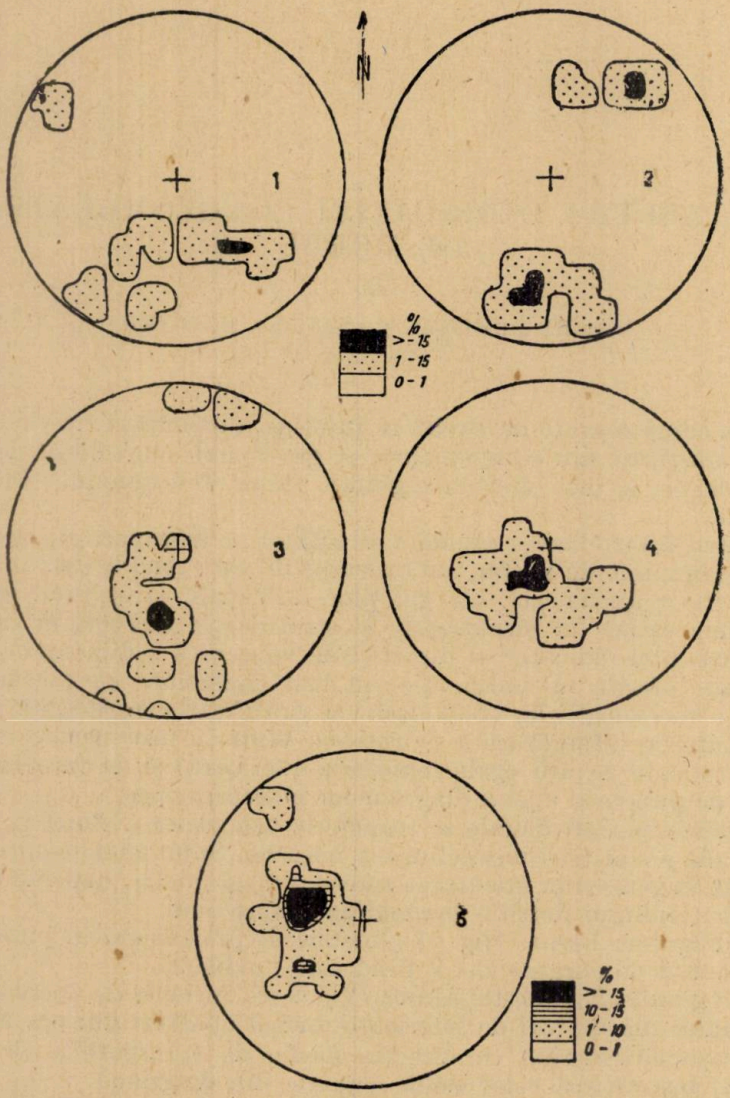


Fig. 1. — Diagrame petrotexturale ale conglomeratelor de Brebu] (axe „c"). *1*, Mîneci-Ungureni; *2*, Cerașu; *3*, Izvoarele; *4*, Brebu; *5*, Breaza.

b) o mică parte din elemente pare a aparține unor formațiuni neîntîlnite în regiunile apropiate de zona de dezvoltare a conglomeratelor de Brebu, ca de exemplu : calcare numulitice, calcare de Gosau cu rudiști, porfire și calcare urgoniene roșcate cu galeți de cuarț (D. P a t r u l i u s, comunicare verbală);

c) nu au fost întîlnite clemente ale flișului vest-intern și est-intern.

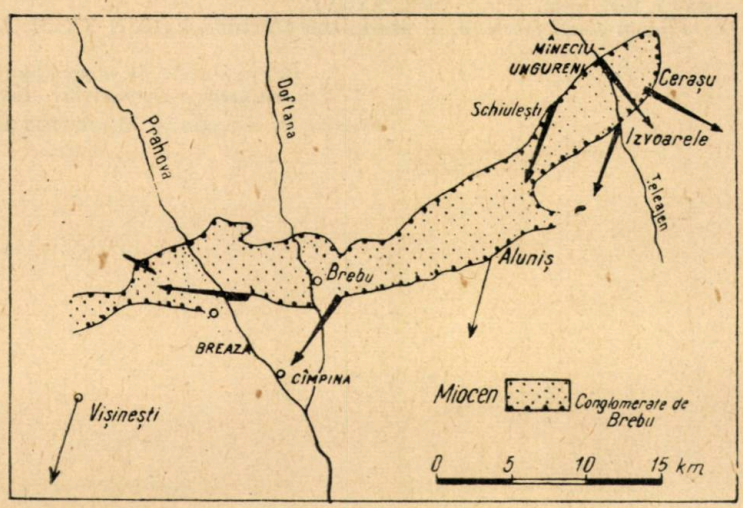


Fig. 2. — Harta cu direcțiile de transport ale sedimentelor din conglomeratele de Brebu.

Harta cu direcții de transport (fig. 2), repartiția grosimilor, precum și natura petrografică a elementelor, analizată sumar, permit formarea următoarei imagini paleogeografice : în timpul acvitanian-burdigalianului, pe zonele interne de la curbura Carpaților Orientali era instalată o rețea hidrografică, care izvora probabil din regiuni apropiate de Munții Perșani, bazinul Dîmbovicioarei etc.

Materialul detritic, provenit din erodarea acestor zone, era diluat de aportul puternic de elemente aparținînd conglomeratelor albiene, dezvoltate în zona de vărsare a cursurilor de apă.

În bazinul de sedimentare, materialul era transportat de curenți de fund transversali, în zonele apropiate de țărmul nordic, și sublongitudinali sau longitudinali (Breaza) în larg.

Harta cu direcții de transport indică existența în capătul vestic al fosei a unei zone de subsidență maximă, care a comandat devierea și antrenarea paleocurenților în acest sens.

Mulțumim pe această cale geologului Gr. P o p e s c u pentru prețioasele indicații oferite în legătură cu geologia regiunii studiate de noi.

BIBLIOGRAFIE

1. DUMITRIU M. şi DUMITRIU C., *Analize de orientare texturală şi direcţii de transport ale sedimentelor*, St. şi cerc. geol., 1961, **VI**, *4*.
2. — *Cartodiagrama de paleocurenţi a Munţilor Perşani (valea Vîrghişului, Defileul Oltului, valea Măieruşului)*, St. şi cerc. geol., 1962, **VII**, *3—4*.
3. POPESCU GR., *Zona Flişului paleogen între Valea Buzăului şi Valea Vărbilăului*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1952, **XXXVI**.
4. SCHLEE J., *Fluvial gravel fabric*, J. of Sedimentary Petrology, 1957, **XXVII**, *2*.

Întreprinderea de prospecţiuni şi laboratoare a Comitetului geologic.

Primită în redacţie la 14 ianuarie 1964.

DATE NOI PRIVIND DEPOZITELE CRETACIC SUPERIOARE DIN ANTICLINORIUL ZAMUREI

DE

C. VINOGRADOV

55(05)

Pe flancul de est al anticlinoriului Zamurei, între valea Secăria și valea Prislopului, se dezvoltă pe stratele de Sinaia un sinclinal constituit din strate de Comarnic și gresii apțiene (fig. 1).

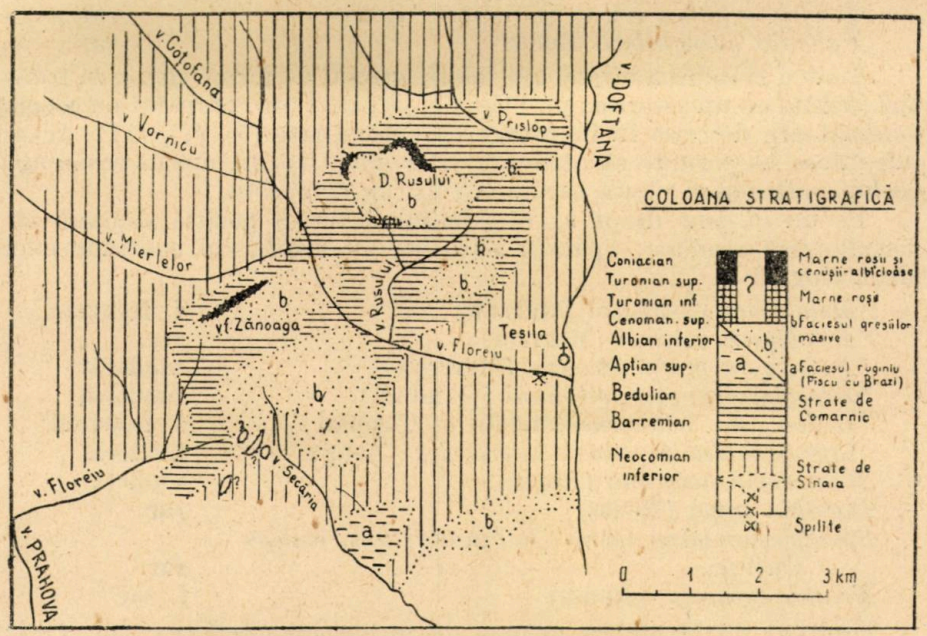


Fig. 1. — Harta geologică a împrejurimilor Teșilei (după acad. G. Murgeanu cu unele completări).

St. și cerc. geol., geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 1 p. 159—168 București 1964

La limita dintre stratele de Comarnic şi gresiile apţiene apar cîteva fîşii de marne argiloase, nisipoase, de culoare roşie-ruginie şi cenuşie-albicioasă. Grosimea acestor depozite este de ordinul a cîţiva metri. Din cauza porniturilor frecvente din aria de dezvoltare a stratelor de Comarnic, există dificultăţi în descifrarea succesiunii stratigrafice. Totuşi, la sugestia dată de acad. G. Murgeanu, am procedat la analiza micropaleontologică a fîşiilor de marne argiloase care suportă anormal gresiile apţiene de pe Dealul Rusului şi de la vîrful Zănoaga. Cele două fîşii, care ies la vest de sub gresiile apţiene în punctele indicate mai sus, au un conţinut micropaleontologic identic, şi anume :

**Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen	rar
**Globotruncana lapparenti coronata* Bolli	f. frecvent
**Globotruncana lapparenti angusticarinata* Gandolfi	rar
**Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau)	moderat
**Globotruncana fornicata* Plummer	f. rar
**Globotruncana asymetrica* Sigal	frecvent
**Stensiöina prae-exsculpta* Keller	moderat
Ammodiscus cretaceous (Reuss)	f. rar
Marssonella oxycona (Reuss)	rar
Clavulinoides disjuncta (Cushman)	f. rar
Gumbelina globulosa (Ehrenberg	rar
Hormosina ovulum Grzybowski	f. rar
Quadrimorphina allomorphinoides (Reuss)	rar
Pullenia quinqueloba Reuss	rar

Pentru stabilirea vîrstei am folosit grupul de forme situat în fruntea listei (notate cu un asterisc ; pl. IV—VI) pe care l-am comparat cu asociaţii asemănătoare descrise în literatura de specialitate (5), (7), (11). Această confruntare ne permite să atribuim celor două fîşii de marne roşii-ruginii şi cenuşii-albicioase vîrsta turonian superior-coniacian.

Pe un afluent drept al văii Rusului, într-o poziţie similară cu a celorlalte fîşii studiate, apare o altă fîşie cu următorul conţinut micropaleontologic :

**Rotalipora cushmani* (Morrow)	f. frecvent
**Rotalipora reicheli* (Mornod)	rar
**Rotalipora greenhornensis* (Morrrow)	moderat
**Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi)	moderat
**Hedbergella brittonensis* Loeb. et Tappan	f. frecvent
**Clavulinoides gaultinus intermedius* Neagu	moderat
Marssonella oxycona (Reuss)	moderat
Dorothia pupa (Reuss)	rar
Spiroplectammina laevis (Roemmer) var. *cretosa* Cushm.	rar
Trixtis excavata (Reuss)	f. rar

Folosind de asemenea grupul de forme caracteristice (pl. I—III) care au fost comparate cu asociaţii asemănătoare din literatura de specialitate (3), (4), (8), (9), (13), (14), (16), (17), am ajuns la concluzia că vîrsta acestor depozite este cenomanian superior-turonian inferior.

PLANȘA I

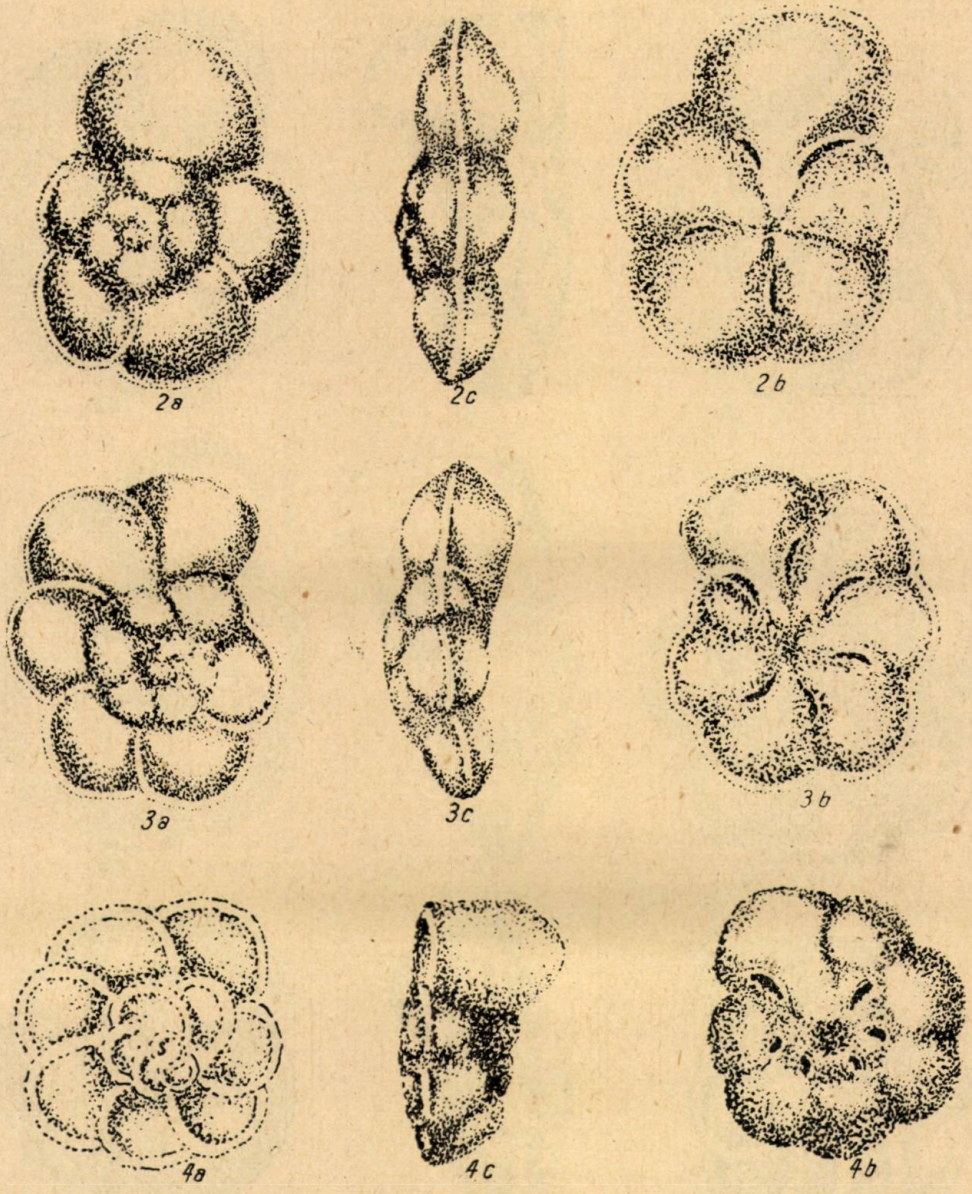


Fig. 2 și 3. — *Rotalipora cushmani* (Morrow) (× 60).
Fig. 4. — *Rotalipora reicheli* (Mornod) (× 60).

PLANŞA II

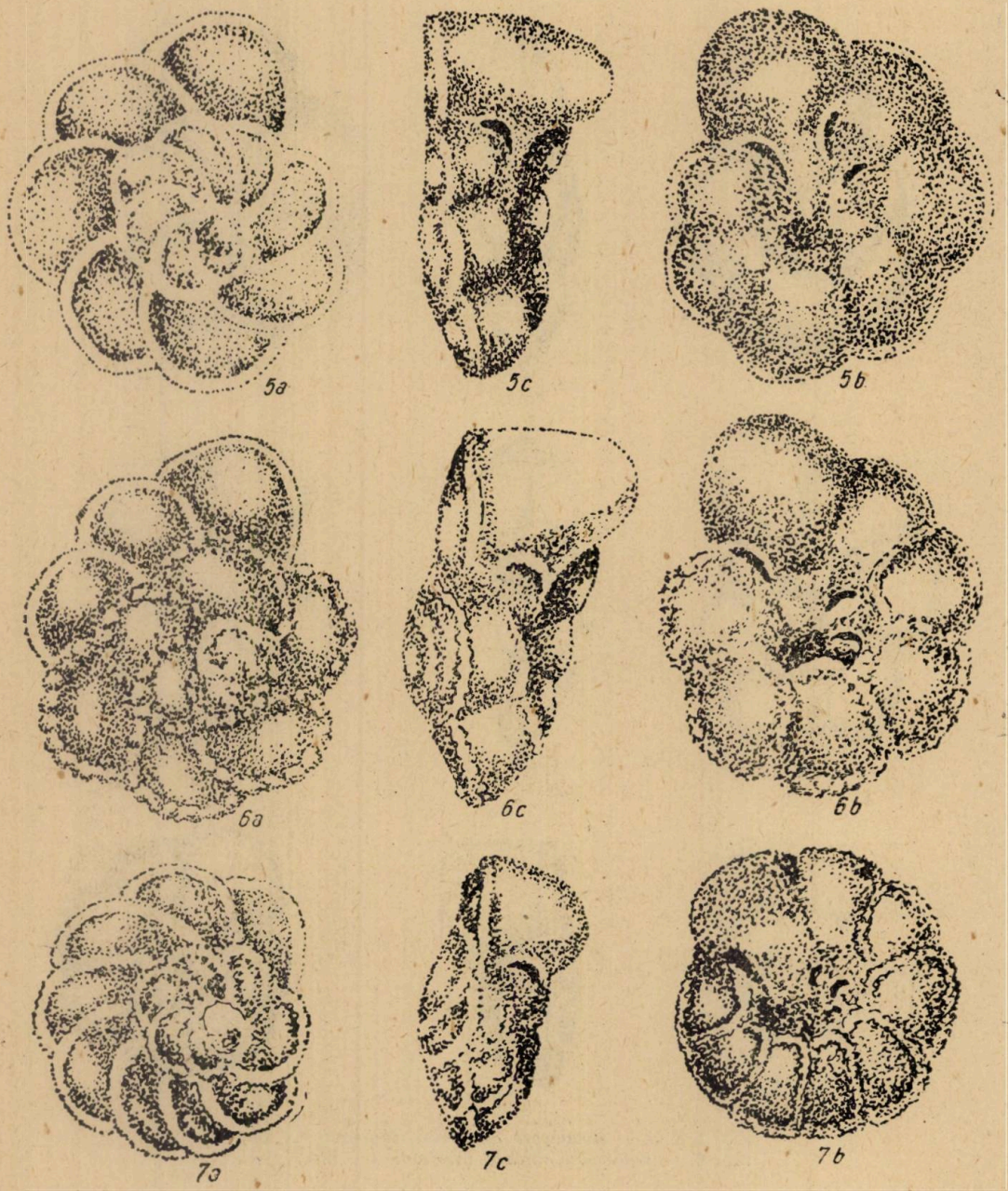


Fig. 5. — *Rotalipora reicheli* (Mornod) (× 80).
Fig. 6 şi 7. — *Rotalipora greenhornensis* (Morrow) (×80).

PLANȘA III

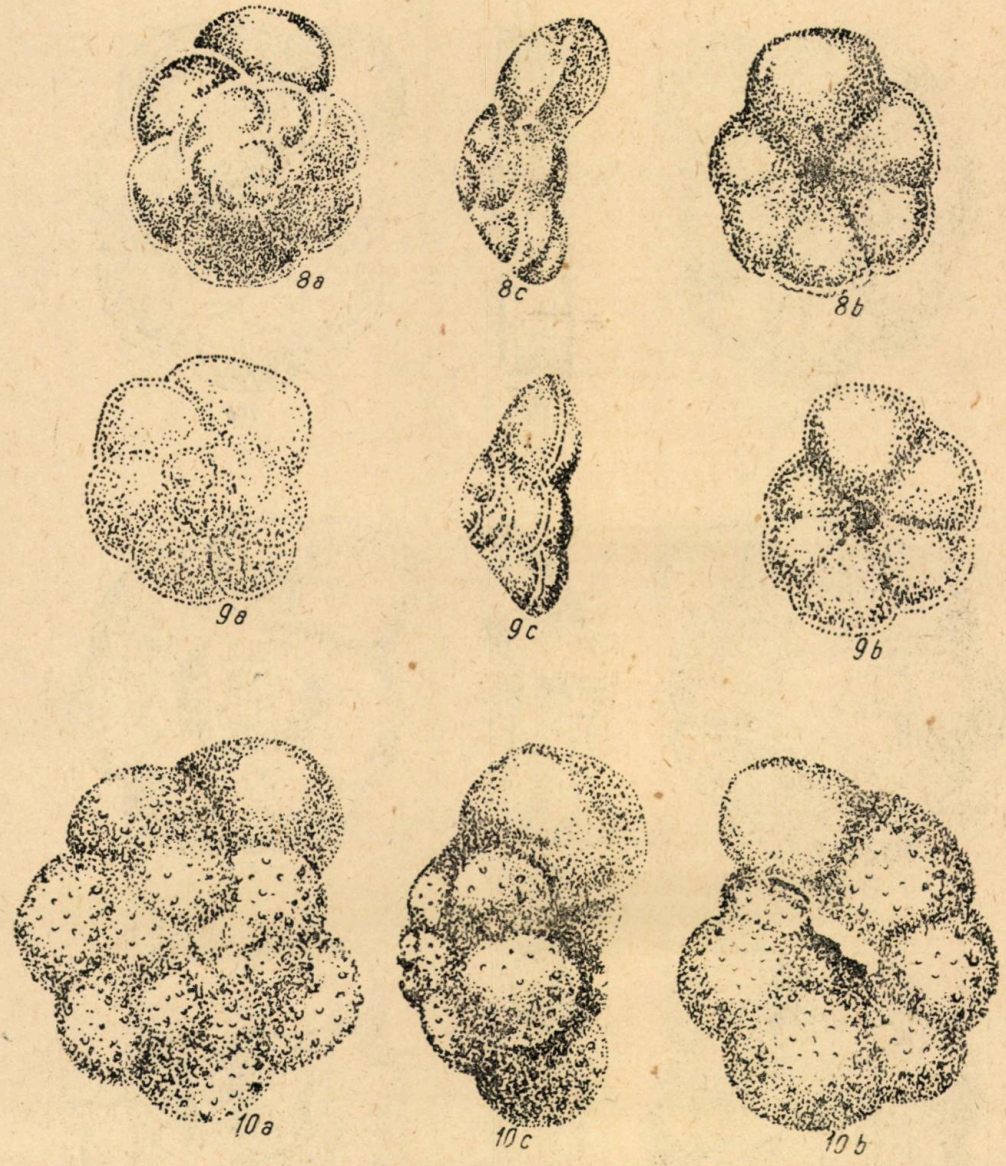


Fig. 8 și 9. — *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi) (× 100).
Fig. 10. — *Hedbergella brittonensis* Loeb. et Tapp. (× 150).

PLANȘA IV

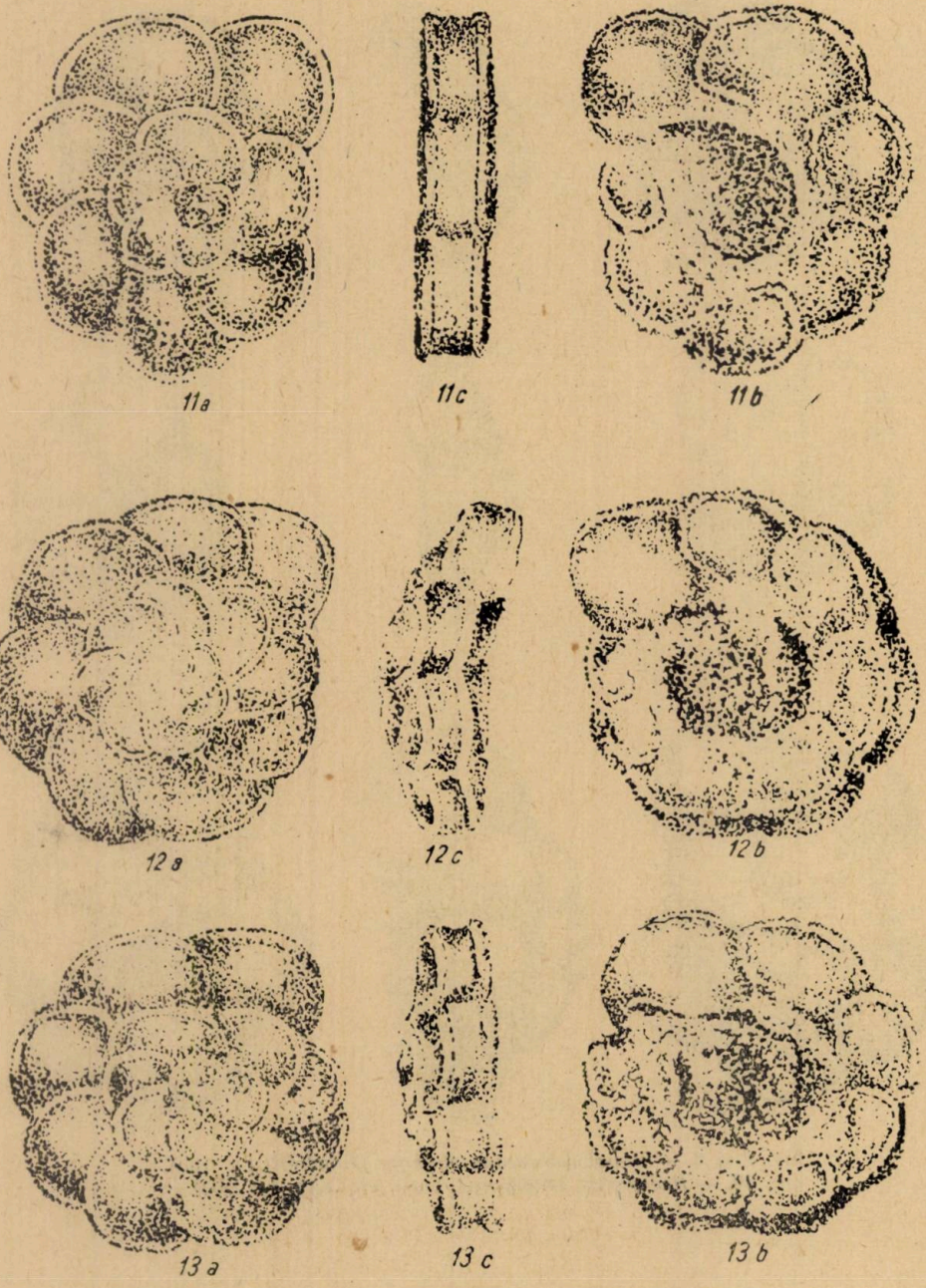
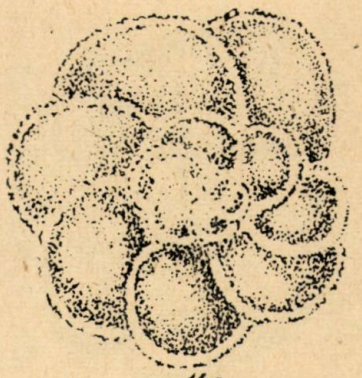
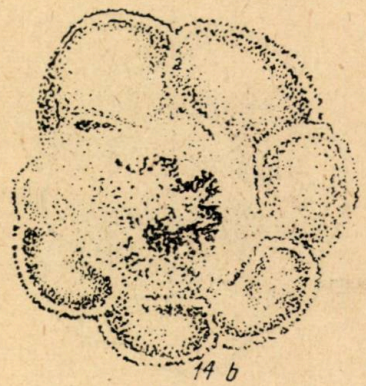


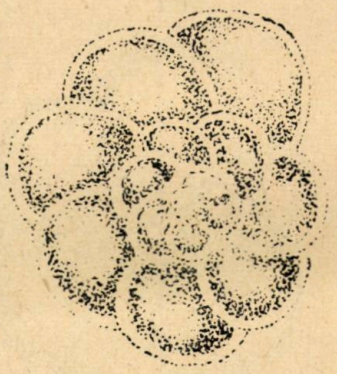
Fig. 11. — *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen (× 60).
Fig. 12 și 13. — *Globotruncana lapparenti coronata* Bolli (× 60).

PLANȘA V

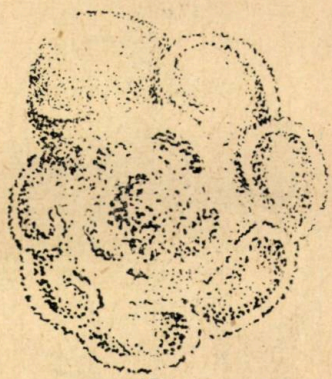

14 a

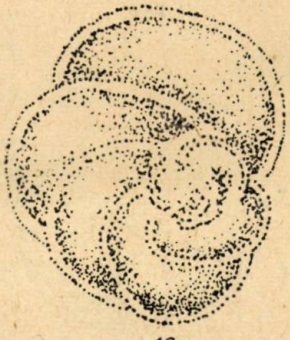
14 c


14 b


15 a

15 c


15 b

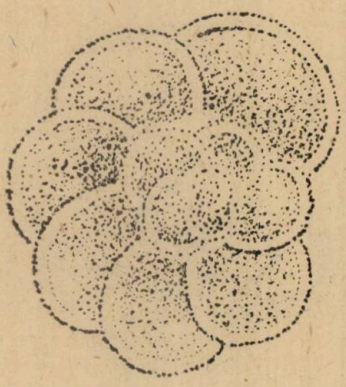

16 a

16 c

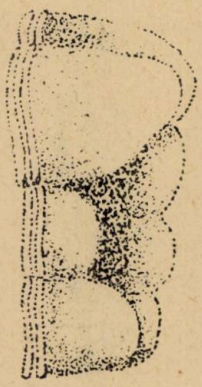
16 b

Fig. 14. — *Globotruncana lapparenti angusticarinata* Gandolfi (× 60).
Fig. 15. — *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau) (× 80).
Fig. 16. — *Globotruncana fornicata* Plummer (× 60).

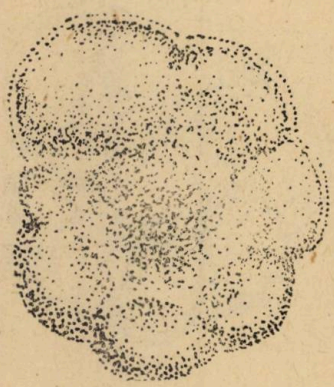
PLANȘA VI



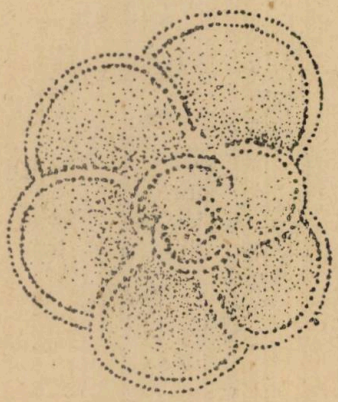
17 *a*



17 *c*

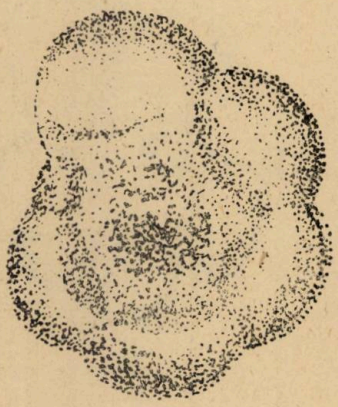


17 *b*

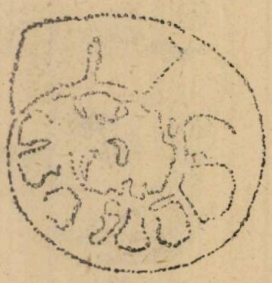


18 *a*

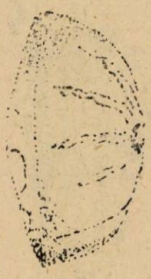
18 *c*



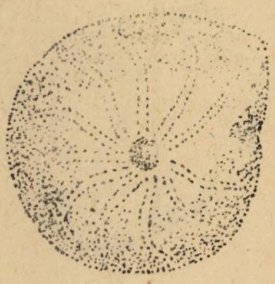
18 *b*



19 *a*



19 *c*



19 *b*

Fig. 17 și 18. — *Globotruncana asymetrica* Sigal (× 80).
Fig. 19. — *Stensiöina prae-exsculpta* Keller (× 80).

Avînd în vedere suprafața restrînsă pe care se dezvoltă marnele argiloase roșii și cenușii, poziția lor asemănătoare în raport cu gresiile apțiene și faptul că, datorită condițiilor de pe teren, nu am putut colecta un profil întreg, ne exprimăm părerea că toate fîșiile de marne roșii și cenușii din această regiune aparțin unui aceluiași ciclu de sedimentare care a durat din cenomanianul superior pînă la sfîrșitul coniacianului.

BIBLIOGRAFIE

1. Bolli H., *The genus Globotruncana in Trinidad. B.W.I.*, J. of Paleont., 1951, **25**, *2*.
2. Cushman J. A., *Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States and adjacent areas*, Washington, 1946.
3. Carbonnier A., *Sur un gisement de Foraminifères d'âge cénomanien supérieur provenant de la région de Taza (Maroc)*, Bull. de la Soc. Géol. de France, seria a 6-a, 1952, **2**, *1—3*.
4. Hagn H. u. Zeil W., *Globotruncanen aus dem Ober-Cenoman und Unter-Turon der Bayerischen Alpen*, Ecl. Geol. Helv., 1954, **47**, *1*.
5. Klaus J., *La répartition stratigraphique des Globotruncanidés au Turonien et au Coniacien*, Schw. Paleont. Gesell., 1960, **IV**, *1*.
6. — *Le « complexe schisteux intermédiaire » dans le synclinal de la Gruyère*, Ecl. Geol. Helv., 1959, **52**, *2*.
7. Ksiazkiewicz M., *On the Turonian in the Pieniny Klippes Belt*, Bull. de l'Acad. Pol. des Sci. Géol., 1958, **VI**, *8*.
8. Loeblich A. R. a. Tappan H., *Cretaceous planktonic foraminifera*. Part. I. *Cenomanian*, Micropal., 1961, **7**, *3*.
9. Mornod L., *Les Globorotalidés du Crétacé supérieur de Montsalvens (Préalpes fribourgeoises)*, Ecl. Geol. Helv., 1949, **42**, *2*.
10. Murgeanu G., *La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teșila (Prahova)*, An. Inst. geol. Rom., 1934, **XVI**.
11. Murgeanu G., Filipescu M. G. și colab., *Ghidul excursiilor — Carpații Orientali*, Congresul V al Asociației Carpato-Balcanice, București, 1961.
12. Murgeanu G. și Patrulius D., *Flișul cretacic din regiunea pasului Predeluș (Carpații Orientali)*, St. și cerc. geol., 1959, **IV**, *1*.
13. Neagu T., *Studiul micropaleontologic al Cretacicului superior din valea Teliu*, An. Univ. Buc., seria șt. nat., 1959, *21*.
14. — *Clavulinoides gaultinus (Morozowa) 1948 (Foraminifera) dans le Flysch crétacé en Roumanie*, Rocz. Polsk. Tow. Geol., 1962, **XXXII**, *3*.
15. Субботина Н. Н., *Глобигериниды, ханткенииды и глобороталиииды*. Ленинград, 1953.
16. Tocorjescu M., *Studiul Globotruncanelor din Cretacicul superior din zona flișului*, Dări de seamă Inst. geol., 1951, **XXXVIII**.
17. Vinogradov C., *Studiul Rotaliporelor și Praeglobotruncanelor din Cenomanianul superior de la Bădeni (Malul drept al Ialomicioarei)*, An. Univ. Buc., seria șt. nat. geol.-geogr., 1960, *23*.

Facultatea de geologie și geografie,
Universitatea București,
Catedra de mineralogie.

Primită în redacție la 9 aprilie 1963.

CONTRIBUȚII LA GEOLOGIA MUNȚILOR PERȘANI (REGIUNEA COMANA – CUCIULATA – LUPȘA)

DE

MIRCEA DUMITRIU și CRISTINA DUMITRIU

55(05)

Deși au trecut mai mult de 100 de ani de la primele observații geologice efectuate de Fr. Herbich (1857) în Munții Perșani, stratigrafia și tectonica acestui masiv, situat în sectorul de înecare axială al Carpaților Orientali, continuă să ofere surprize cercetătorului.

Situația de prag despărțitor între Bazinul Transilvaniei și Depresiunea Bîrsei a determinat numeroase invazii ale apelor mio-pliocene, care ascund actualmente o bună parte din formațiuni, stratigrafia făcîndu-se uneori numai pe baza klippelor, în general de calcare mezozoice.

Problemele stratigrafice și tectonice ale mezozoicului din Perșani coincid în mare parte cu problemele puse de formațiuni echivalente din lanțul Carpaților Orientali ; de aceea, evoluția concepțiilor asupra geologiei acestui masiv urmărește îndeaproape evoluția concepțiilor asupra structurii geologice a întregului lanț carpatic.

Cercetările geologice efectuate de noi în sectorul sudic al Munților Perșani se concretizează în harta geologică (fig. 1), diferită în parte de cele ale cercetătorilor anteriori (16), (7).

În această notă nu vom da o descriere completă a geologiei regiunii, ci ne vom rezuma numai la a trata contribuțiile stratigrafice și tectonice, ca : descoperirea triasicului superior, liasicului mediu, bathonian-callovianului inferior, urgonianului, tortonianului, caracterului sedimentar al breciilor și klippelor considerate anterior tectonice.

1. TRIASIC SUPERIOR

În vîrful Pietrișului (valea Lupșa) am pus în evidență într-o zonă cartată malm de H. Wachner (16) și cenomanian (conglomerate de Bucegi) de M. D. Ilie (7), calcare albe, masive, care la cota 712 (pe drumul de pădure) conțin o intercalație de calcare roșcate cu *Monotis haueri* Kittl (carnian-norian) (fig. 2).

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 1 p. 169—174 București 1964

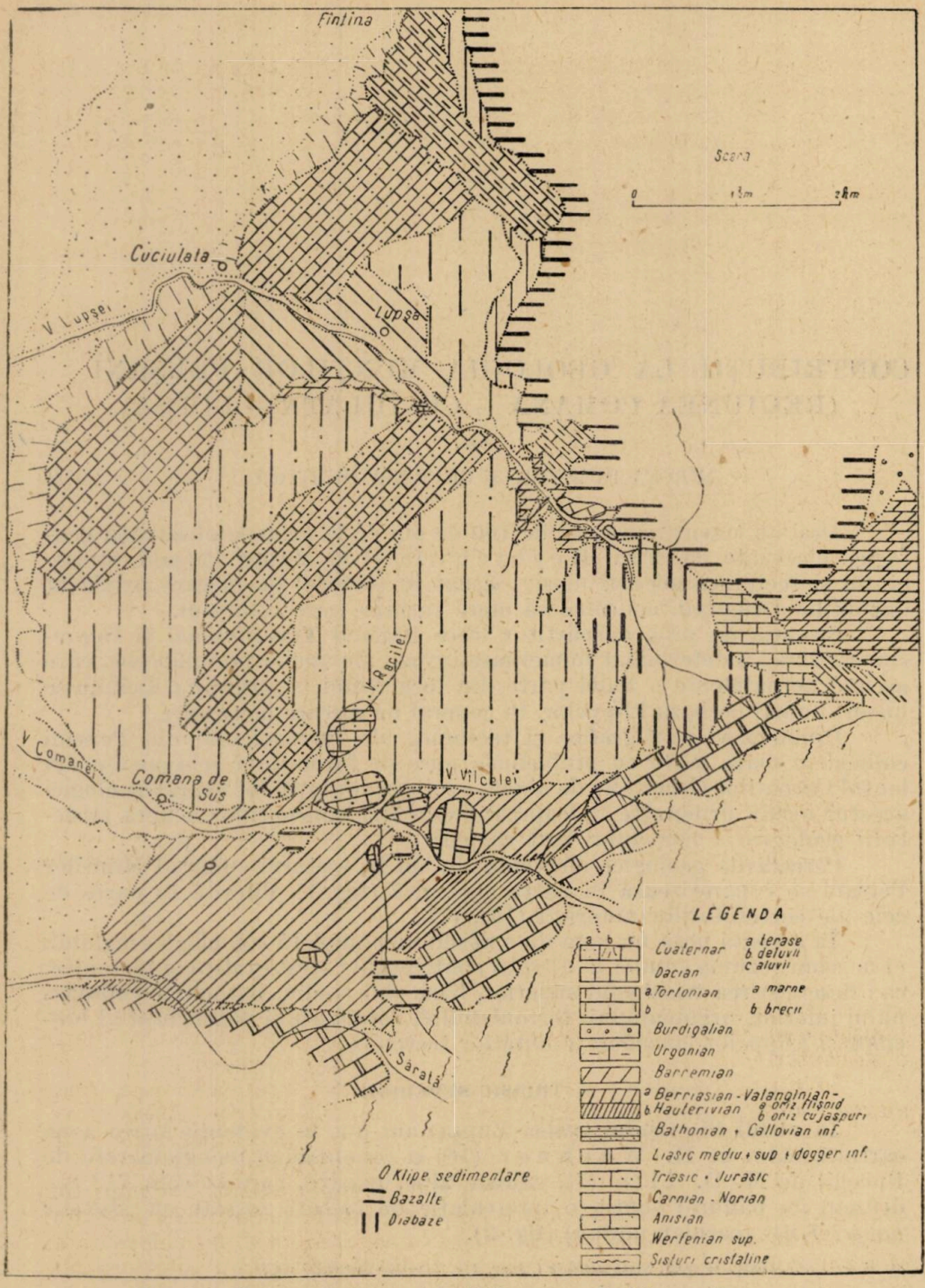


Fig. 1. — Harta geologică a regiunii Comana — Cuciulata — Lupşa.

Din cauza raporturilor neclare cu formațiunile învecinate nu se pot face precizări asupra modului de zăcămînt al calcarelor (klippă sedimentară sau o porțiune mai înaltă a fundamentului înecată în depozite mai noi).

Faciesul calcarelor și frecvența formei menționate ne îndreptățesc să le echivalăm cu cele din cariera de la Racoșul-de-Jos, considerate triasic superioare pe baza unei faune de brachiopode (10), unde lucrările miniere recente au pus în evidență de asemenea un nivel cu *Monotis haueri*.

Klippe de calcare albe triasic superioare, însedimentate în depozitele barremiene au fost constatate în valea Lupșei.

2. LIASIC MEDIU

Faciesul de tip Hierlatz (calcaro-dolomitic) descris pentru prima oară în Carpații Orientali de către H. Wachner (16), din regiunea Veneția — Comana, oferă deschideri bune în zona Valea Sărată — Fața Măgurii — valea Comanei.

Complexul din Valea Sărată a fost atribuit liasicului superior de către H. Wachner, pe baza unor forme de ammoniți (*Hildoceras bifrons* etc.).

Cercetările ulterioare (7) confirmă vîrsta toarciană a acestor depozite. H. Wachner citează din calcare nisipoase situate tot în Valea Sărată forma *Rhynchonella acuta* (*Homeorhynchia acuta*) caracteristică liasicului mediu (determinare E. Jekelius). Aceste calcare au fost considerate recent, pe baza datelor din literatură, ca domeriene (11).

Cercetările noastre au dovedit prezența liasicului mediu și în zona nordică a benzii liasice, într-unul din afluenții văii Comana, unde din calcare cenușii am recoltat formele :

Pleuroceras cf. *apyrenum* S. Buckmann (fig. 3)
Entolium cingulatus Goldfuss
Aequipecten aff. *acuticosta* Lamark

care indică vîrsta domeriană (zona cu *Pleuroceras apyrenum*).

La microscop calcarele apar fin granulare, cu resturi de cochilii de moluște, radiole de echinoide și foraminifere piritizate.

3. BATHONIAN-CALLOVIAN INFERIOR

Faciesul marnelor cu posidonii a fost pus în evidență de noi în valea Lupșei, unde cercetările anterioare indicau werfenian (16) sau valanginian-hauterivian (7).

În pîrîul Băieșilor, aproape de confluența cu valea Lupșei, apar marne cenușii masive, cu numeroase forme de *Posidonomya alpina* Gras.

La microscop se observă numeroși spiculi de spongieri calcitizați sau conservați prin Fe și rare foraminifere diagenizate.

Ammoniții recoltați din această zonă (7), considerați caracteristici valanginian-hauterivianului, după noi, nu pot fi determinați specific, datorită proastei lor conservări ; totuși examenul atent al formelor citate, aflate în colecția Institutului geologic, arată că acestea nu aparțin genu-

rilor descrise. Astfel formele determinate drept *Costidiscus recticostatus* d'Orb. şi *Leopoldia leopoldi* d'Orb. par a fi mai degrabă o formă de *Grossouvria* şi respectiv un oppelid.

Pe eşantionul cu *Costidiscus* din colecţia Institutului geologic se constată existenţa unor mulaje de cochilii, care par a fi posidonii.

În Perşanii centrali, pe valea Tepeului, la cota 615, apar marne cenuşii masive, asemănătoare celor descrise din Perşanii de sud, fapt care ne determină să bănuim existenţa bathonian-callovianului inferior şi în acest sector.

4. URGONIAN

Apare în regiunea Fîntîna — Lupşa — vîrful Pietrişului, în zone cartate anterior ca malm (16), (7) sau cenomanian (conglomerate de Bucegi) (7) şi este reprezentat prin calcare roşcate sau cenuşii-roşcate cu galeţi de cuarţ, bogate în corali şi pachiodonte.

La microscop se observă numeroase orbitoline şi subordonat radiole de echinoide, ostracode şi fragmente de cochilii de pachiodonte, brachiopode perforate şi imperforate şi gasteropode.

Din calcarele roşcate de la confluenţa văilor Lupşa şi Gardului am determinat (fig. 4) :

Orbitolina cf. *discoidea* Gras. (secţiune subaxială)

Dictyoconus aff. *arabicus* Henson (secţiune transversală)

caracteristice faciesului urgonian al barremian-apţianului.

5. TORTONIAN (ORIZONTUL BRECIILOR)

Analiza zonei dintre văile Comanei şi Lupşei, unde M. D. Ilie (7) şi D. M. Preda (15) stabilesc prezenţa unei unităţi în pînză, a arătat că o mare parte din aceasta nu reprezintă altceva decît brecii sedimentare, constituite din elemente de dimensiuni foarte variate (de la 1 cm pînă la 0,5 km diametru), cu numeroase intercalaţii de tufuri dacitice, gresii tufacee, marne cenuşii şi microconglomerate ; aceste depozite maschează contactul dintre masa calcarelor triasice şi depozitele de fliş cretacic din zona văilor Comana şi Lupşa.

Profile clare, care demonstrează caracterul sedimentar al breciilor, precum şi situaţia de klippe sedimentare a unor calcare, predominant de tip Guttenstein, se pot urmări pe afluentul văii Vîlcelei, pe valea Racilei şi pe versantul vestic al Dealului Pleaşa Lupşei.

Breciile sînt constituite din elemente de calcare predominant de tip Guttenstein (Dealul Pleaşa Lupşei), calcare roşii (valea Vîlcelei) şi şisturi cristaline.

Analizele micropaleontologice efectuate asupra unor probe de marne intercalate în brecii au pus în evidenţă următorul conţinut microfaunistic : *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerina foliata* Bolli, *Globoquadrina venezuelana* (Hedberg), *Globigerina concinna* Reuss, *Globigerinoides trilobus*

Fig. 2. — *Monotis haueri* Kittl. Triasic superior. Vîrful Pietrişului, Munţii Perşanii de sud.

Fig. 3. — *Pleuroceras* cf. *apyrenum* Buckmann. Domerian. Afluentul văii Comana.

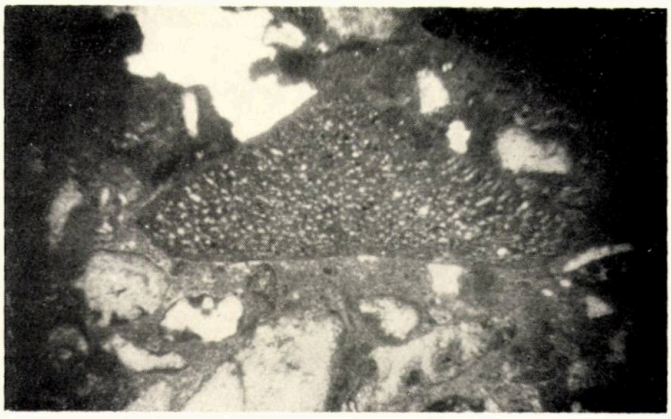


Fig. 4. — *Orbitolina* cf. *discoidea* Gras. (secţiune subaxială) (× 23). Urgonian. Valea Gardului.

(Reuss), *Globigerinoides bisphaerica* Todd., *Globorotalia scitula* Brady, *Globorotalia fohsi berisanensis* Le Roy, *Globorotaloides suteri* Bolli, *Globoquadrina dehiscens* (Chapmann, Parr. et Collins), *Candorbulina universa* Jedl., *Orbulina suturalis* Bronn., *Orbulina bilobata* (d'Orb.), determinat de M. Tocorjescu, care indică vîrsta tortoniană a complexului brecios și permite paralelizarea lui cu brecia sării tortoniene din Subcarpați (13).

Klippele considerate ca petice de acoperire din zona văilor Comanei și Lupșei (7) sînt în realitate de origine sedimentară, fiind înglobate în depozite de fliș cretacic.

Relațiile breciilor cu tuful de Racoș — Veneția, considerat echivalentul tufului de Dej, ne sînt deocamdată neclare.

Menționăm totuși cîteva fapte care sînt demne de reținut :

— în valea Veneția-oara, de sub tufurile dacitice, apar tufuri slab roșcate, asemănătoare celor intercalate în breciile constatate în Fața Măgurii și în valea Vîlcelei ; se schițează chiar o ușoară discordanță unghiulară între aceste două complexe ;

— izvorul sărat de la băile Veneția apare de sub tufuri care, în zona Gîrbova, ocupă cotele cele mai înalte.

Se pare că breciile constituie un orizont bazal al tufurilor de Veneția — Perșani sau cel mult un facies lateral al acestora.

CONCLUZII

După sedimentarea flișoidă din timpul werfenianului superior a urmat în triasic superior — urgonian o sedimentare calcaroasă, rar întreruptă de invazii flișoide sau pelagice.

Numeroasele discordanțe, precum și caracterul calcaros al depozitelor, sînt dovezi pentru o sedimentare specifică de „fund înalt", ca urmare a individualizării unui promontoriu (Perșani (9)).

Mișcarea de ridicare a promontoriului a determinat desprinderea și alunecarea submarină a unor blocuri de calcare care se însedimentau în depozitele barremiene (wildfliș cu olistolite (11)) și tortoniene.

Fenomene asemănătoare au fost descrise de P. Lamare (8) din unele formațiuni cretacice ale Masivului Mendibelza, iar la noi de Gr. Popescu (14) și D. Patrulius (11) din diverse formațiuni de fliș ale Carpaților Orientali.

Timpul scurt avut la dispoziție nu ne-a permis să precizăm dacă masa de calcare triasice din Dealul Pleașa Lupșei constituie o unitate în pînză, așa cum susțin unii cercetători (7), (15), sau reprezintă proeminențe ale fundamentului înecate în depozite de fliș cretacic și tortoniene ; nu ar fi exclus ca aceasta să constituie o digitație a unei mari pînze [1] a Munților Perșani (la alcătuirea căreia participă, pe lîngă formațiunile menționate de D. M. Preda (15) și M. D. Ilie (7), șisturile cristaline, liasicul de Veneția, neocomianul de Comana — Veneția și neocomianul de Carhaga), șariată peste barremianul în facies de fliș (barremian-aptian inferior (11)).

[1] Idee exprimată în parte de I. P. Voiteşti, *Exposé synthétique sommaire sur la structure des régions carpathiques roumaines*, Bul. Soc. Rom. Geol., 1942, V.

BIBLIOGRAFIE

1. ARKELL W. J., *Monograph of the English Bathonian Ammonites*, Paleontogr. Soc., Londra, 1951.
2. DUMITRIU M. şi DUMITRIU C., *Cartodiagrama de paleocurenţi a Munţilor Perşani (valea Vîrghişului, Defileul Oltului, valea Măieruşului)*, St. şi cerc. geol., 1962, **VII**, *3—4*.
3. GUILLAUME L., *Révision des Posydonomies jurassiques*, B.S.G.F., 1927, seria a 4-a, **XXVII**, *3—4—5*.
4. HENSON F. R. S., *Larger imperforate Foraminifera of south-western Asia*, Londra, 1948.
5. HERBICH FR., *Das Szeklerland*, Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. R—A, Budapesta, 1878.
6. HOWARTH N. K., *A monograph of the Ammonites of the Liassic family Amaltheidae in Britain*, Paleont. Soc., Londra, 1958.
7. ILIE M. D., *Structura geologică a Munţilor Perşani (regiunea Cuciulata—Lupşa—Comana—Veneţia)*, An. Com. geol., 1953, **XXVI**.
8. LAMARE P., *Formations détritiques crétacées du Massif de Mendibelza*, B.S.G.F., 1946, **16**, *4—5—6*.
9. MURGEANU G., PATRULIUS D., CONTESCU L. şi JIPA D., *Flişul cretacic din partea de sud a Munţilor Baraoltului*, St. şi cerc. geol., 1961, **VI**, *2*.
10. PATRULIUS D., *Observaţiuni asupra depozitelor mesozoice din Bucegi şi din Perşani*, Dări de seamă Com. geol., 1954, **XXXVIII** (1950—1951).
11. PATRULIUS D., *La couverture mésozoïque des massifs cristallins des Carpates Orientales*, Ann. Inst. Publ. Hung., 1960, **XLIX**, *1*.
12. PAULIUC S., *Studiul geologic al Perşanilor Centrali, cu privire specială la Cretacicul superior*, Bucureşti, 1963.
13. POPESCU GR., *Observaţiuni asupra „breciei sării"*, Dări de seamă Com. geol., 1951, **XXXII** (1943—1944).
14. — *Asupra unor brecii cu blocuri în flişul cretacic, din bazinul văii Prahova*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţiunea de ştiinţe biologice, agronomice, geologice şi geografice, 1954, **VI**, *2*.
15. PREDA D. M. şi RĂILEANU GR., *Contribuţiuni la cunoaşterea Liasicului din Perşani*, An. Com. geol., 1953, **XXVI**.
16. WACHNER H., *Bericht über die im Sommer 1916 in Persanyer Gebirge ausgeführten geologischen Aufnahmen*, Jahresbericht d.k.m.G.R., 1916, Budapesta, 1918.

Întreprinderea de prospecţiuni şi laboratoare a Comitetului geologic.

Primită în redacţie la 19 noiembrie 1963.

UNELE CONSIDERAȚII PRIVIND PARALELIZAREA DEPOZITELOR PALEOGENE DIN MARAMUREȘ ȘI NE BAZINULUI TRANSILVANIEI

DE

L. ATANASIU și FL. CODARCEA

55(05)

Primele date asupra geologiei Maramureșului și părții de NE a Bazinului Transilvaniei se cunosc de aproape 200 de ani (6).

F. S. Beudant (4) face o primă descriere a depozitelor paleogene, pe care le include în grupa intermediară „grauwake" de vîrstă paleozoică. Aceleași depozite paleogene au fost considerate de A. Boué (5) la grupa gresiilor carpatice — de vîrstă mezozoică.

Cei care pun bazele stratigrafiei și tectonicii în această regiune sînt H. Zapalowicz (14) pentru Maramureș și Th. Kräutner (7) pentru partea de NE a Bazinului Transilvaniei (Munții Bîrgăului).

Cercetările geologice efectuate în ultimii ani în Maramureș și NE Transilvaniei arată că ciclul de sedimentare paleogen începe cu conglomeratele eocene, care se așternu transgresiv peste formațiunile mezozoice sau direct pe șisturile cristaline din flancul vestic al Carpaților Orientali.

Conglomeratele sînt bine reprezentate în N Maramureșului, unde au grosimi de circa 250 m (valea Vișeului — Bistra) în timp ce în Munții Bîrgăului nu depășesc 50 m grosime (în Dealul Boambei la vest de Șarul Dornei).

Grosimi în jur de 200 m au și conglomeratele care apar în vîrfurile Măgura și Măguriței ((3), p. 34) în partea sudică a Maramureșului în vecinătatea muntelui Hudin, nefiind însă cunoscută baza acestor conglomerate.

La Bistra și valea Vișeului conglomeratele suportă o succesiune de gresii de circa 200 m grosime.

În partea de SE a Maramureșului în bazinele văilor Borșa și Ruscova, conglomeratele și gresiile neputînd fi separate au fost incluse la complexul gresiilor și conglomeratelor de Prislop.

În partea de NE a Munților Bîrgăului conglomeratele suportă o succesiune de calcare compacte, detritice, fosilifere (1) de circa 300 m

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 1 p. 175—180 București 1964

grosime de vîrstă luteţian-auversian; local (13) peste calcare se întîlnesc marne cenuşii-negricioase, care nu depăşesc 100 m grosime.

În Maramureş, orizontul inferior se încheie cu calcare şi marno-calcare de 50—100 m grosime, marnele de valea Vaserului sau calcarele din valea Bistrei.

Orizontul inferior al eocenului prezintă grosimi mai mari în Maramureş 450 m, spre deosebire de Munţii Bîrgăului, 350 m. Trecerea de la conglomerate la calcare se face în Maramureş prin intermediul unei succesiuni gresoase.

Partea superioară a eocenului prezintă variaţii mai accentuate, atît ca litologie cît şi ca grosime. Astfel în Munţii Bîrgăului, la SE de Poiana Negri, peste calcare urmează gresii calcaroase cenuşii în strate groase, cu intercalaţii subţiri de argile verzi, atingînd o grosime de circa 400 m (1). Gresiile calcaroase prezintă asemănări cu gresiile din unitatea de Tarcău.

În Maramureş partea superioară a eocenului bine dezvoltat în zona centrală între valea Izei şi valea Vişeului, respectiv între Petrova, Strîmtura şi Rona, este reprezentată prin depozite de fliş, predominant argilos, în grosime de circa 1 000 m.

D. Patrulius (12) le echivalează cu ceea ce geologii polonezi numesc strate cu hieroglife, atribuindu-le faciesului de Măgura; în acest complex sînt incluse stratele de Petrova (2) şi intercalaţiile de gresii masive — gresia de Voroniciu la partea inferioară şi — gresia de Strîmtura la partea superioară ((9), p. 89). Acest complex se aseamănă cu stratele de Şotrile.

În partea de S a Maramureşului în vecinătatea vîrfurilor Hudin şi Ţibleş, orizontul superior devine mai gresos avînd afinităţi cu Munţii Bîrgăului.

În SE Maramureşului, D. Patrulius (12) include la partea superioară a eocenului un complex de roci de fliş cu o dezvoltare locală a faciesului de wildfliş şi cu intercalaţii de gresii masive (tip Birţu) în grosime de circa 2 500 m, pe care îl atribuie faciesului de Podhale. Dacă această grosime mare nu este datorită unor dublări tectonice, atunci trebuie să admitem că, cu totul local, în această regiune eocenul poate atinge şi grosimi mai mari.

Succesiunea depozitelor paleogene se continuă cu oligocenul, care în Bazinul Maramureşului şi NE Bazinului Transilvaniei cuprinde :

1. La partea inferioară un orizont al şisturilor disodilice cu intercalaţii de marno-calcare bituminoase şi menilite, în grosime de circa 100 m.

2. Un orizont mediu alcătuit din marne şi argile negricioase, cu intercalaţii subţiri de gresii silicioase, în grosime de circa 700 m. Aceste orizonturi pot fi paralelizate cu partea inferioară a oligocenului din Carpaţii Orientali unde se întîlnesc depozite argiloase marnoase şi disodile.

3. Orizontul superior gresos de culoare cenuşie-deschis uneori cu tente gălbui — orizontul gresiei de Borşa — cu o grosime de circa 1 500 m, asemănător cu orizontul gresiei de Fusaru (fig. 1).

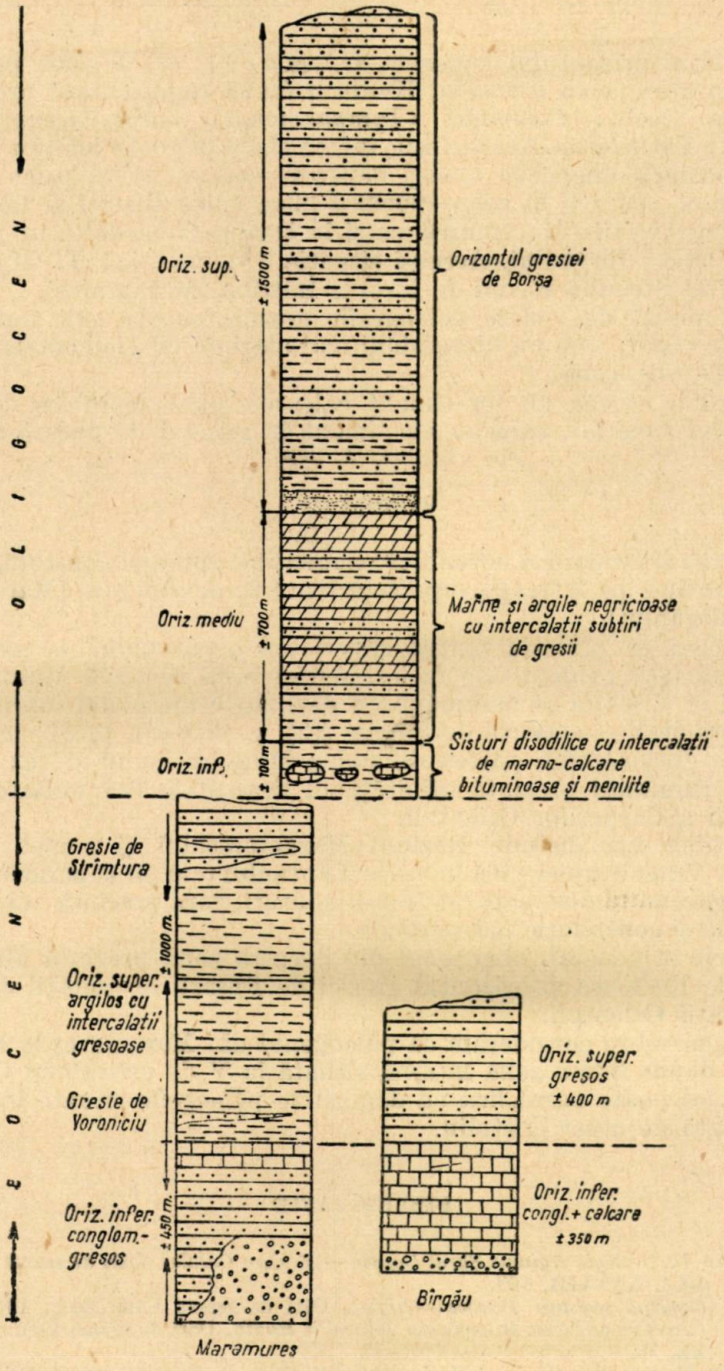


Fig. 1. — Coloana stratigrafică a paleogenului din Bazinul Maramureșului și nord-estul Bazinului Transilvaniei.

În baza orizontului superior, O. Maier (8) a găsit pe Izvorul Subțire în apropierea muntelui Hudin o faună reprezentată prin *Cyrena semistriata* Desh.; *Potamides* (*Tympanotonus*) *margaritaceum* Brocc.; *Ostrea* sp.; *Turitella* sp. Aceste fosile indică vîrsta oligocen inferior — mediu.

Depozitele oligocene uneori depășesc eocenul stînd peste cristalin, după cum se observă în zona cuprinsă între valea Bistrei și Dealul Vezi la N de Petrova din Maramureș, ca și în Dealul Suhardului în partea de NE a muntelui Bîrgăului. Aceeași situație o semnalează V. Mutihac în firul Văii Strîmba la sud de izvorul Bătrîna (Maramureș).

Din punct de vedere petrografic gresiile eocene sînt formate din granule de cuarț, care au dimensiuni mai mari de cît elementele de cuarț din gresiile oligocene.

Gresiile eocene au un ciment calcaros, spre deosebire de gresiile oligocenului superior, care au un ciment în general de natură argiloasă.

CONCLUZII

Partea inferioară a eocenului se menține aproape constantă ca litologie și grosime pe întreaga suprafață luată în considerare (Maramureș și Munții Bîrgăului).

În ceea ce privește partea superioară a eocenului se constată că intervin variații evidente de facies. Astfel zona centrală cuprinsă între văile Izei și Vișeului se aseamănă cu depozitele faciesului intern al Carpaților Orientali — eocenul de Șotrile ((2), p. 30; (9), p. 87) în timp ce depozitele gresoase din partea de sud a Maramureșului și cea de SE a Munților Bîrgăului prezintă afinități cu depozitele din unitatea gresiei de Tarcău a Carpaților Orientali.

În zona care include Bazinul Maramureșului și partea de NE a Bazinului Transilvaniei pînă în valea Lăpușului (cursul superior), în alcătuirea oligocenului s-au separat trei orizonturi, care prezintă mici variații de grosime și constituție petrografică.

Privit în general, oligocenul din această zonă prezintă afinități cu stratele de Pucioasa și orizontul gresiei de Fusaru al unității de Tarcău din Carpații Orientali.

În ansamblu considerăm că paleogenul din Maramureș și NE Transilvaniei, depus într-o zonă internă situată la V de cristalinul Carpaților Orientali, se poate paraleliza cu depozitele paleogene situate într-o zonă externă față de acest cristalin.

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu L., *Geologia regiunii Șarul Dornei — Măgura Calului*, Dări de seamă Com. geol., 1954, **XXXVIII**, 109.
2. — *Geologia regiunii Petrova — Sighet*, Dări de seamă Com. geol., 1956, **XL**, 28.
3. — *Cercetări geologice în regiunea Muntelui Hudin*, Dări de seamă Com. geol., 1956, **XL**, 33.
4. Beudant F. S., *Voyage minéralogique et géologique en Hongrie, pendant l'année 1818*, Paris, 1822.

5. Boué A., *Coup d'œil d'ensemble sur les Carpathes, le Marmarosh etc.*, Mém. Soc. Géol. France, 1833, seria I, *1*, 215.
6. Fichtel v. J., *Beitrag zur Mineralgeschichte von Siebenbürgen*, Nürnberg, 1780.
7. Krăutner Th., *Cîteva date asupra geologiei Munţilor Rodnei şi Bîrgăului, cu o privire critică asupra literaturii geologice a acestei regiuni*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1930, **XII**.
8. Maier O., *Geologia şi petrografia Masivului Hudin*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLV**, 89.
9. Motaş I., *Contribuţiuni la studiul geologic al Maramureşului*, Dări de seamă Com. geol., 1956, **XL**, 84.
10. Mutihac V., *Cercetări geologice în regiunea dintre Cristalinul Rodnei şi Masivul eruptiv al Ţibleşului*, Dări de seamă Com. geol., 1955, **XXXIX**.
11. Patrulius D., Dimitrescu R. şi Bleahu M., *Cercetări geologice în Valea Vişeului şi în împrejurimile Săcelului*, Dări de seamă Com. geol., 1956, **XXXIX**, 96.
12. Патрулиус Д., Моташ И. и Бляху М., *Геологическое строение румынского Марамуреша*, Materialen der Karpato — Balkanischen Assoziation, Киев, 1960, **1**, 74.
13. Semaka A., *Geologia regiunii Dorna Cîndreni-Coşna*, Dări de seamă Com. geol., 1954, **XXXVIII**, 102.
14. Zapalowicz H., *Eine geologische Skizze der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpathen*, Jahrb., geol. R.A. Wien, 1886.

Comitetul geologic.

Primită în redacţie la 21 mai 1963.

ARII DE SURSĂ ALE UNOR SEDIMENTE PALEOGENE DIN CARPAȚII ORIENTALI

DE

MIRCEA DUMITRIU

55(05)

Studiul proprietăților vectoriale ale sedimentelor din diverse formațiuni ale Carpaților Orientali, al cărui început a fost marcat de harta de curenți a paleogenului din Pintenul de Văleni (9), a avut ca rezultat acumularea unui mare număr de date de orientare a mecanoglifelor. Acestea, împreună cu studiul faciesurilor, permit efectuarea unei analize a direcțiilor de transport ale sedimentelor, în vederea localizării ariilor de sursă ale flișului carpatic.

În această notă ne vom rezuma la a trata numai problema surselor de sedimente și a zonei de depunere a faciesurilor eocenului, cunoscute sub denumirea de orizontul gresiei de Tarcău și eocen de Colți — Valea Rea.

Harta paleogeografică a fost întocmită trasînd sensurile medii de transport pe harta faciesurilor, rezultată din desfășurarea spre SE și E a cutelor și pînzelor formate după depunerea eocenului; desfășurarea s-a făcut plecînd de la zona cristalino-mezozoică.

Concepția stratigrafică, tectonică și paleogeografică, care a stat la baza întocmirii acestei sinteze, este exprimată în lucrările geologilor G. Murgeanu (16), (17), Al. Codarcea (3), Gr. Popescu (19), I. Băncilă (2) și I. Dumitrescu (8).

ORIZONTUL GRESIEI DE TARCĂU

Orizontul gresiei de Tarcău, cu grosimi care depășesc 1 800 m, este constituit din gresii micacee, în bancuri groase (0,5—3—15 m), argile subțiri, roșii și verzi, gresii calcaroase curbicorticale, centrimetrice și rare conglomerate la partea superioară (2).

Pentru gresia de Tarcău se susține în general originea carpatică.

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 1 p. 181—186 București 1964

Dezvoltarea ei tocmai în regiunea de curbură a Carpaților Orientali, unde cristalinul este scufundat, apare ca o curiozitate care a fost explicată invocîndu-se posibilitatea remanierii cuarțului din depozitele cretacicului intern (13).

Măsurătorile de orientare a mecanoglifelor au indicat existența unor paleocurenți dirijați V—E (Drajna-de-Sus), V—E și NV—SE (valea Buzăului), SV—NE și V—E (valea Buzăului — valea Zăbalei).

Aceste date i-au făcut pe unii sedimentologi (5), (6) să se ralieze părerii generale exprimate mai sus și să considere ca sursă a sedimentelor de tip Tarcău cordiliera central-carpatică.

Ipoteza provenienței carpatice a gresiei de Tarcău este contrazisă de următoarele date :

a) Intern, în raport cu zona de dezvoltare a gresiei de Tarcău, dispus peste depozitele cretacice ale unității est-interne și medio-interne sau remaniat în breciile oligocene în facies de Slon (Gr. Popescu) apare faciesul cunoscut sub denumirea de eocen de Șotrile, în care au fost puși în evidență paleocurenți dirijați V—E (4).

b) Într-o lucrare asupra direcțiilor de transport ale elementelor din conglomeratele de Brebu (11) am demonstrat proveniența lor dintr-o sursă nordică, constituită în cea mai mare parte din conglomerate albiene (Ciucaș — Zăganu). Precizăm că și elementele conglomeratelor din stratele de Cornu au aceeași sursă. Cîteva măsurători executate în helveținul sinclinalului de Slănic, indică proveniența nordică, din depozite cretacice, a sedimentelor care-l compun.

Aplicînd principiul sedimentării inverse (Bleicher) după care sedimentele detritice cele mai vechi corespund denudării celor mai recente roci din sursă, facem următorul raționament : dacă sedimentele miocene de la curbură provin din erodarea în primul rînd a depozitelor apțian-albiene, trebuie să admitem că materialul formațiunilor mai vechi decît avritanianul este remaniat din depozite mai noi decît albianul.

În această ipoteză proveniența marei cantități de cuarț a paleogenului (în special gresia de Tarcău) din formațiunile postalbiene, predominant pelitice de la curbură, ni se pare imposibilă.

c) Elementele remaniate în faciesul median, de dimensiuni relativ mari, precum și procentul ridicat de elemente grele din gresiile paleogene nu concordă, după I. Băncilă (2), cu ideea unei remanieri a materialului din actuala elevație a cristalinului central și o parte din flișul intern.

Ipoteza provenienței carpatice a gresiei de Tarcău fiind astfel contrazisă, ne întrebăm dacă nu cumva aria de sursă a acestor sedimente era constituită din masive cristaline mediane, care alcătuiau în zona valea Dîmboviței — valea Bicazului o cordilieră mediană, prag despărțitor între eocenul de Șotrile și cel de Tarcău, orientată paralel cu unitatea central-carpatică și acoperită ulterior de pînza șisturilor negre (fig. 1). Apariția la zi numai a faciesurilor legate de țărmul estic al cordilierei se poate explica prin existența șariajului vest-est și, probabil, prin slaba dezvoltare a faciesurilor vestice, determinată de modificarea permanentă a pantelor de depunere după direcții vest-est și sud-nord.

Traseul cordilierei care a furnizat sedimentele de tip Tarcău pare să fi urmat în mare măsură pe cel al cordilierei cumane, pusă în evidență de G. Murgeanu (16) în cretacicul superior de la curbură. Ea a fost schițată înainte de senonian, poate în albian (16) și este constituită, con-

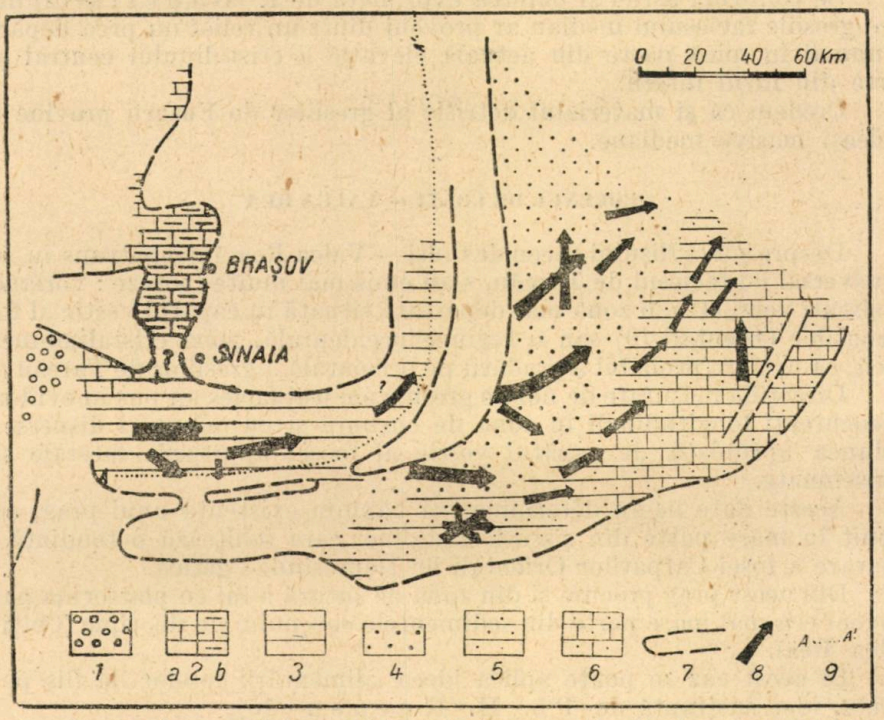


Fig. 1. — Harta paleogeografică a zonei de curbură a Carpaților din timpul eocenului (pentru timpul de depunere al orizontului gresiei de Tarcău).

1 – 6, Faciesurile eocenului (înainte de comprimarea geosinclinalului).

1, Conglomeratic (Depresiunea getică); *2a*, calcaros; *2 b*, tip Vlădeni – Tohani; *3*, Șotrile; *4*, gresia de Tarcău; *5*, Colți – Valea Rea; *6*, marginal.

7, Poziția aproximativă a liniei țărmului.

8, Sensul mediu de transport al sedimentelor.

9. Marginile estică și sudică ale pînzei șisturilor negre.

Harta a fost întocmită pe baza măsurătorilor de orientare a mecanoglifelor executate de: M. Dumitriu C. Dumitriu ((9), valea Prahovei – valea Buzăului), S. Pauliuc (18), M. Dimian, E. Dimian ((5), valea Buzăului – valea Zăbalei), L. Contescu, D. Jipa, N. Mihăilescu ((4), eocenul de Șotrile).

form analizelor microscopice efectuate de Al. Codarcea (3) asupra unor elemente din brecii senoniene de la Breaza, din granodiorite, porfire granodioritice, pegmatite, aplite, lamprofire, paragnaise biotitice etc.

Pe seama cordilierei cumane, care se face simțită prin prezența galeților remaniați dintr-o provincie cristalină alta decît cea a Carpaților și avant-pays-ului, se pune diferențierea faciesurilor numuliticului (16).

Analiza măsurătorilor de mecanoglife confirmă deci ideea exprimată de G. Murgeanu (16) cu privire la existența unei cordiliere în geosinclinalul flișului, idee reluată de I. Dumitrescu (8) care consideră,

în urma cercetărilor efectuate în Munții Vrancei, flișul extern (pînza de Tarcău și zona marginală) depus într-o zonă miogeosinclinală, mărginită la vest de cordiliera cumană și la est de cordiliera care a furnizat materialul exotic din conglomeratele de Piatra Streiului.

Se confirmă astfel și părerea exprimată de I. Băncilă (2) după care gresiile faciesului median ar proveni dintr-un relief nu prea depărtat și numai în mică parte din actuala elevație a cristalinului central și o parte din flișul intern.

Credem că și materialul detritic al gresiilor de Fusaru provine din aceleași masive mediane.

EOCENUL DE COLȚI — VALEA REA

Despre sursa flișului eocen de Colți — Valea Rea, întrepătruns în sens transversal cu faciesul de Tarcău, s-au emis mai multe ipoteze : vorlandul cu șisturi verzi (12), o zonă mai depărtată situată în capătul vestic al fosei Carpaților Orientali (9) sau o regiune occidentală, zona cristalino-mezozoică, ca urmare probabil a gradării pe orizontală a gresiilor de Tarcău (6).

Direcțiile măsurate de noi pe gresiile acestui facies au pus în evidență paleocurenți longitudinali în zona de curbură și cu orientări disperse în regiunea apropiată de capătul vestic al fosei; aporturile laterale sînt neînsemnate.

Aceste date ne-au determinat să bănuim existența unui prag, constituit în mare parte din șisturi cristaline, care schițează o tendință de separare a fosei Carpaților Orientali de Depresiunea getică.

Din acest prag precum și din zona de sutură a lui cu platforma par a proveni cea mai mare parte din sedimentele eocenului de fliș tipic (Colți — Valea Rea).

În acest caz se poate aplica ideea alimentării foselor de fliș pe la capete, idee susținută de Ph. H. Kuenen (15).

Observăm că acest prag apare în zona de dezvoltare a presupusei linii a Dîmboviței; linia pare deci a fi mai degrabă efectul paleogeografiei decît al unor cauze tectonice. Confirmăm astfel punctul de vedere al lui G. Murgeanu (17), după care „direcția nord-vestică de înaintare a apelor către interior [1] a creat raporturile care la un moment dat au putut fi interpretate ca expresia unei mari linii tectonice, linia Dîmboviței" (p. 1 076).

Aria de proveniență a sedimentelor eocenului de Colți — Valea Rea a furnizat material detritic și pentru stratele de Podu-Morii și nisipurile de Bușteni (direcții de transport V—E) din regiunea valea Prahovei — valea Teleajenului.

CONSIDERAȚII GENERALE

Analiza faciesurilor și a paleocurenților, pentru timpul de depunere a orizontului gresiei de Tarcău, ne-a determinat să considerăm ca arii de

[1] În zona depresionară transversală de la vest de pragul Leaota — Fusaru.

sursă ale sedimentelor, cordiliera mediană (cumană) pentru gresiile de Tarcău, pragul dintre fosa Carpaților Orientali și Depresiunea getică pentru eocenul de Colți — Valea Rea și marginea Platformei moesice și cordiliera de șisturi verzi pentru eocenul calcaros marginal. Este înlăturată astfel suspiciunea cu care priveam proveniența unei cantități atît de mari de cuarț atunci cînd erau considerate ca arii de sursă ale sedimentelor eocene cordiliera central-carpatică și vorlandul. Cu altă ocazie (10) menționam că și în timpul cretacicului zona cristalino-mezozoică nu a jucat un rol important decît în apțian superior-albian, cînd a furnizat elementele conglomeratelor de tip Bucegi.

Curios este faptul că aproape de țărmuri, pe zone de șelf, se formează faciesuri calcaroase (Albești), calcaros-detritice (eocen marginal) sau slab flișoide, faciesul pur detritic, orizontul gresiei de Tarcău fiind localizat tocmai în axul geosinclinalului și mărginit de depozite tipice de fliș; există astfel o simetrie a faciesurilor în raport cu axul geosinclinalului Carpaților Orientali.

Aceeași situație se constată și în Carpații Nordici unde faciesurile grosiere ale senonian superior-paleocen-eocenului inferior, gresia de Istebna și, respectiv, gresia de Cieszkovice, se dezvoltă în zona mediană a geosinclinalului, fiind generate de cordiliera silezianā [2], pusă în evidență de M. K s i a z k i e w i c z (14) (plasată probabil în prelungirea cordilierei cumane) și mărginite de depozite flișoide tipice sau pelagice.

La începutul și spre sfîrșitul stadiului paroxismal, flișul carpatic cu suita de faciesuri detritice neflișoide își furnizează sedimentele din zone extrageosinclinale; la mijlocul stadiului, fosa își cucerește o oarecare independență în ceea ce privește umplerea, tradusă prin apelul redus la țărmurile externe, puternica revărsare de material detritic avînd o origine intrageosinclinală, legată de o cordilieră mediană. La noi, gresia de Tarcău pare să fie expresia acestui stadiu de independență.

În legătură tot cu repartiția faciesurilor în fosele Carpaților Nordici și Orientali, trebuie să mai remarcăm o curiozitate : în timp ce în Carpații Orientali flișurile urmează unda orogenică, migrînd de la interior către exterior, în Carpații nordici ele se dezvoltă în sens invers : încep să se formeze în zone externe (miogeosinclinal) și își termină evoluția în zone aparținînd fosei eugeosinclinale.

Evoluția fiecărui subetaj al etajului structural mediu (cretacic-paleogen) este dominată de existența unei cordiliere. În subetajul inferior (austric) cordiliera central-carpatică cunoaște un maximum de dezvoltare în apțian superior-albian, cînd a furnizat elementele conglomeratelor de tip Bucegi.

În subetajele mediu (laramic) și superior (savic) acționează cordiliera mediană (cumană), care atinge un maximum de dezvoltare în eocen (gresia de Tarcău), ca urmare a acțiunii fazei laramice.

Subetajele structurale sînt caracterizate și prin existența unor zone de subsidență maximă, constant situate, către care se îndreaptă paleo-

[2] Conform datelor geologilor polonezi, concretizate în *Geological atlas of Poland. Stratigrafic and facial problems*, Varșovia, 1962, *13*, Redactor M. K s i a z k i e w i c z.

curenții. În cazul Carpaților Orientali este interesant de remarcat migrarea zonei de apel de la o poziție sudică (senonian — strate cu inocerami din unitatea medio-marginală) (5) la una nordică, puternică, în eocen, pentru ca spre sfîrșitul paleogenului și începutul miocenului să o găsim instalată în capătul vestic al fosei.

În concluzie, considerăm că materialul detritic al paleogenului median (gresiile de Tarcău, gresiile de Fusaru) provine din erodarea unor masive cristaline mediane.

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu I., *Orogeneza și sedimentarea în Carpații Orientali din R.P.R.*, An. Com. geol., 1952, **XXIV**.
2. Băncilă I., *Geologia Carpaților Orientali*, Edit. științifică, București, 1958.
3. Codarcea Al., *Etude micrographique des roches cristallines du Sénonien de Breaza*, C.R. des séances de l'Inst. Géol. de Roum., 1937, **XXI** (1932—1933).
4. Contescu L., Jipa D. și Mihăilescu N., *Turbidite în Flișul Eocenului de Șotrile*, Congresul V al Asociației Carpato-Balcanice, Stratigrafie, București, 1963, **III**, *1*.
5. Dimian M. și Dimian E., *Cercetări sedimentologice privind zona flișului cretacic-superior-paleogen și a molasei miocene dintre V. Zăbalei și V. Buzăului*, Dări de seamă Com. geol., 1963, **XLIX** (1961), *1*.
6. Dimian M., *Données sédimentologiques nouvelles concernant le Flysch crétacé-paléogène de la région de courbure des Karpates Orientales (comprises entre la vallée de la Zăbala et la Vallée Bîsca Chiojdului)*, Assoc. Géol. Karpato-Balcanique, VI-ème Congrès, Varsovie-Cracovie, 1963.
7. Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S. et Georgescu C., *Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie*, An. Com. geol., 1962, **XXXII**.
8. Dumitrescu I., *Date noi asupra structurii flișului miogeosinclinal din Munții Vrancei (Carpații Orientali)*, Congresul V al Asociației Carpato-Balcanice, Tectonica, București, 1963, **IV**.
9. Dumitriu M. și Dumitriu C., *Măsurători de structuri mecanice în unele gresii paleogene din Pintenul de Văleni*, Com. Acad. R.P.R., 1959, **IX**, *11*.
10. — *Problèmes de sédimentologie du Flysch et de la Molasse des Subcarpates de la Mounténie, des Monts Perșani et de l'Ouest des Monts Gurghiu et Harghita*, Assoc. Géol. Karpato-Balcanique, VI-ème Congrès, Varsovie-Cracovie, 1963.
11. — *Notă asupra imbricației conglomeratelor de Brebu*. Acest volum.
12. Filipescu M. G., *Recherches géologiques entre la Vallée du Teleajen et la Vallée de la Doftana (Prahova)*, An. Inst. Géol. Roum., 1936, **XVII** (1932).
13. Grigoras N., *Studiul comparativ al faciesurilor Paleogenului dintre Putna și Buzău*, An. Com. geol., 1955, **XXVIII**.
14. Ksiazkiewicz M., *Geology of the northern Carpathians*, Geol. Rundschau, 1956, **45**, *2*.
15. Kuenen Ph. H., *Longitudinal filling of oblong sedimentary basins*, Verhand. kon. Nederl. Geol. Mijnb. Genootsch, Geol. ser., 1957, **XVIII**.
16. Murgeanu G., *Sur une cordillère anté-sénonienne dans le géosynclinal du Flysch carpatique*, C.R. des séances de l'Inst. Géol. de Roum., 1937, **XXI** (1932—1933).
17. — *Formarea Depresiunii Cîmpulungului*, Com. Acad. R.P.R., 1951, **I**, *11—12*.
18. Pauliuc S., *Contribuțiuni la studiul texturilor superficiale ale gresiilor paleogene din zona externă a flișului Carpaților Orientali*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLVI** (1959).
19. Popescu Gr., *Zona flișului paleogen dintre valea Buzăului — valea Verbilăului*, Dări de seamă Com. geol., 1952, **XXXVI** (1944—1949).

Întreprinderea de prospecțiuni
și laboratoare a Comitetului geologic.

Primită în redacție la 14 ianuarie 1964.

RESTURI DE PLANTE DIN COMPLEXELE DE ȘISTURI CRISTALINE DIN CARPAȚII MERIDIONALI CENTRALI

DE

SOFIA NIKOLAEVNA NAUMOVA, MARCELA DESSILA-CODARCEA
și VIOLETA ILIESCU

55(05)

Cercetările geologice efectuate în ultimul timp în Carpații Meridionali centrali au avut ca rezultat stabilirea unei coloane stratigrafice, în care se precizează poziția diferitelor serii cristalofiliene care constituie acești munți.

Deducerea compoziției materialului premetamorfic al complexelor fiecărei serii, considerarea caracterului și sensului proceselor metamorfice și al discordanțelor a făcut posibilă o încercare de reconstituire a evoluției geologice a regiunii studiate (2). În acest sens s-a arătat că seriile de șisturi cristaline slab metamorfozate, situate în partea superioară a coloanei stratigrafice, se așternu transgresiv pe un fundament consolidat, reprezentînd depozitele unor geosinclinale foarte vechi, cutate și metamorfozate intens în epoci tectonice anterioare.

În Carpații Meridionali centrali, în regiunea Rășinari — Cisnădioara — Sadu, au fost puse în evidență două serii metamorfozate la nivelul faciesului șisturilor verzi : seria de Sibișel și seria de Rășinari (1).

Seria de Sibișel este constituită în această regiune din patru complexe : complexul șisturilor amfibolice, complexul șisturilor cu magnetit, complexul calcaros și complexul grafitos.

Complexul amfibolitic prezintă o poziție inferioară, fiind constituit din alternanțe de șisturi amfibolice, diferite tipuri de amfibolite, șisturi biotitic-amfibolice și șisturi albito-amfibolice. Rocile gabbroide, sub formă de lentile de cîțiva metri sau de alternanțe de dimensiuni submetrice, se întîlnesc mai rar, ele fiind situate de obicei în partea bazală a complexului. Cercetările pe teren au pus în evidență caracterul stratificat și ritmic al acestui complex ; studiile microscopice au dovedit uniformitatea compoziției și prezența structurilor relicte, indicînd un material inițial eruptiv. Toate aceste caractere ne-au determinat să admitem că acest complex a rezultat prin metamorfozarea unui material inițial eruptiv rezultat prin

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 1 p. 187–192 București 1964

consolidarea unei revărsări de lave bazice cu caracter ofiolitic, într-un prim stadiu de dezvoltare al geosinclinalului.

Complexul şisturilor cu magnetit prezintă de asemenea un caracter stratificat şi ritmic, fiind alcătuit din alternanţe de şisturi cuarţoase seri-

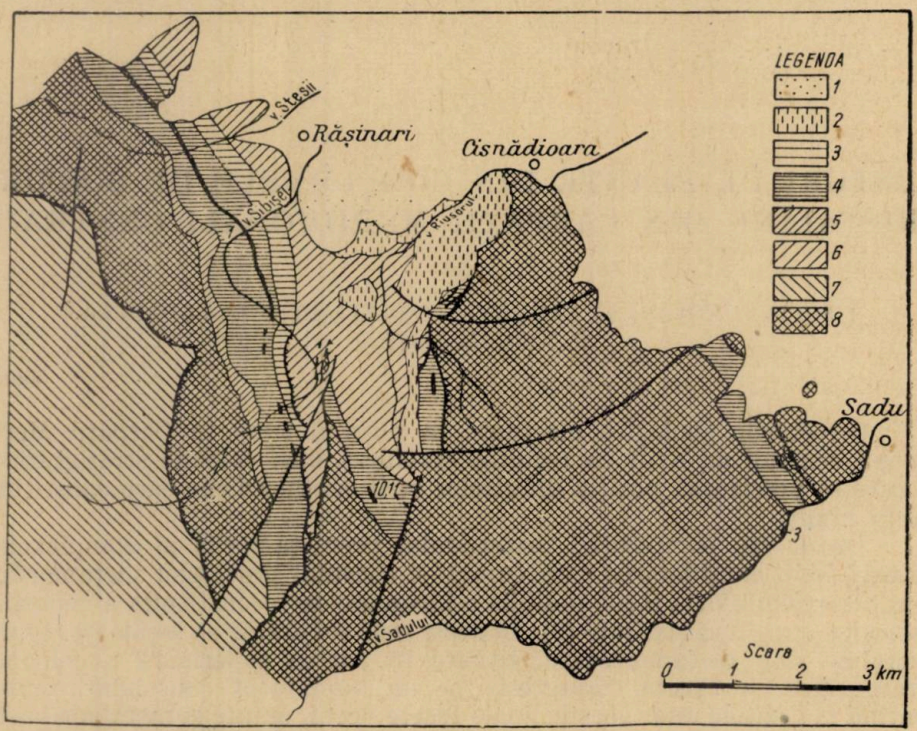


Fig. 1. — Schiţa geologică a regiunii Răşinari — Cisnădioara — Sadu. *1*, Miocen; *2*, cretacic; *3*, seria de Răşinari; *4*, seria de Sibişel cu calcare; *5*, subseria de Steaza; *6*, seria de Rîuşorul Cisnădioarei; *7*, seria de valea Muntelui; *8*, seria de Măgura şi seria de Sadu.

citice, şisturi sericito-cloritice, şisturi albitice şi şisturi biotito- sau clorito-albitice.

Prezenţa granulelor de magnetit, de obicei de dimensiuni submilimetrice, care abundă îndeosebi în şisturile clorito-albitice, reprezintă o trăsătură constantă a acestui complex.

Caracteristicile rocilor care constituie complexul şisturilor cu magnetit ne-au determinat să admitem un material premetamorfic vulcano-sedimentar.

Complexul calcaros prezintă dezvoltări mai importante în regiunea Răşinari — Cisnădioara — Sadu (fig. 1).

În regiunea menţionată acest complex este reprezentat printr-o zonă de calcare care se poate urmări în mod continuu, începînd din culmea dintre pîraiele Poplaca şi Stezei pînă în pîrîul Sibişelului, între confluenţa văii Muntelui şi pîrîul Dobrei.

Spre S complexul calcaros pierde din importanță, fiind reprezentat prin pachete de șisturi calcaroase sau prin lentile de calcare de dimensiuni submetrice situate în baza complexului grafitos.

Menționăm de asemenea fîșia de calcare de pe culmea dintre valea Sadului și bazinul pîrîului Sibișel, precum și calcarele blastodetritice din albia văii Sadului, în dreptul confluenței cu pîrîul Varului.

Carierele de calcare de pe pîraiele Stezei și Sibișelului oferă deschideri artificiale optime pentru studiul complexului calcaros.

În prima carieră de calcare de pe valea Sadului imediat în amonte de comuna Rășinari se remarcă următoarea succesiune: calcare cenușii, calcare albe marmoreene, șisturi calcaroase cloritoase (fig. 2, *a*).

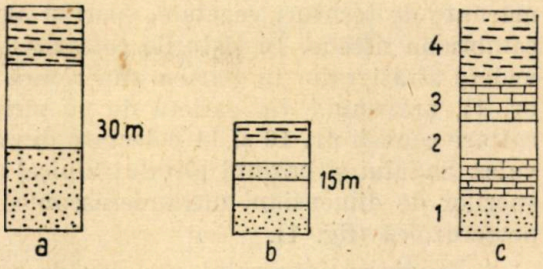


Fig. 2. — Seria de Sibișel — complexul calcaros. *a*, Pîrîul Sibișel; *b*, pîrîul Stezei; *c*, culmea dintre bazinul pîrîului Sibișel și bazinul văii Sadului. *1*, Calcare cenușii; *2*, calcare albe marmoreene; *3*, calcare gălbui; *4* șisturi calcaroase.

În cariera a doua predomină calcarele albe marmoreene flancate de calcare cenușii și de șisturi biotitice calcaroase cu magnetit.

Cariera de pe pîrîul Stezei pune în evidență o alternanță de calcare cenușii și calcare albe care trec în partea superioară în șisturi calcaroase cloritoase (fig. 2, *b*).

Pe culmea dintre bazinul văii Sadului și pîrîul Sibișelului, între cotele 1113 și 1107 m, complexul calcaros este bine deschis. În afloriment se poate observa următoarea succesiune: calcare cenușii, calcare gălbui cu o intercalație de calcare albe, șisturi cloritoase calcaroase uneori cu lentile de cuarț (fig. 2, *c*).

În albia văii Sadului în dreptul confluenței cu pîrîul Varului se observă un afloriment de calcare cenușii. Aspectul blastodetritic al acestor calcare este foarte evident, ele conținînd galeți de 2—3 cm cu aspect filitic și granule submilimetrice de cuarț. Studiul microscopic a dovedit că acești galeți sînt remaniați din seria de Sadu și seria de Măgura, fiind constituiți din micașisturi intens retromorfozate, microclin și cuarț.

Complexul grafitos este bine dezvoltat de asemenea în regiunea Rășinari — Cisnădioara — Sadu, fiind constituit din șisturi cuarțoase grafitoase și șisturi sericitoase grafitoase, conținînd lentile și fîșii de cuarț.

Acest complex a rezultat prin metamorfozarea unei formațiuni sedimentare bogate în substanță organică, depusă probabil într-un mediu mixt cu caracter paralic.

★

În scopul stabilirii vîrstei formațiunilor slab metamorfozate puse în evidență în Carpații Meridionali centrali s-au colectat din complexul calcaros al seriei de Sibișel 11 probe în cantitate de 500—1 000 g.

După o prelucrare îndelungată, rocile fiind afectate destul de puternic de metamorfism, s-au descoperit resturi vegetale microscopice în patru din aceste probe.

În proba nr. 3 reprezentată prin calcare cenuşii blastodetritice colectate de pe valea Sadului, S. N. Naumova a pus în evidenţă fragmente mărunte de ţesuturi vegetale, spori şi alge caracteristice depozitelor precambriene rifeene. În şisturile calcaroase cloritoase situate din punct de vedere stratigrafic în partea superioară a complexului calcaros (proba nr. 1), provenind din cariera de pe pîrîul Stezei, precum şi probele de calcare cenuşii nr. 10 şi 11 colectate din aflorimentul de pe culmea dintre valea Sadului şi bazinul pîrîului Sibişel a fost pusă în evidenţă prezenţa sporilor de dimensiuni ultramicroscopice care indică de asemenea vîrsta proterozoică (fig. 1).

Studierea întregului complex de resturi vegetale este încă în curs. Din această cauză se prezintă în articolul de faţă doar o scurtă caracterizare a acestora.

Printre spori se constată în cantităţi însemnate spori foarte mărunţi, ultramicroscopici, cu structură simplă, care au o largă răspîndire în proterozoic. Printre aceşti spori se constată următoarele specii : *Leiominuscula minute* Naum., *Lophominuscula prima* Naum., *Margominuscula tenela* Naum., *M. antiqua* Naum.

Unele dintre speciile menţionate mai sus ca *Leiominuscula minuta* Naum., *Margominuscula tenela* Naum. au fost întîlnite de S. N. Naumova în gresiile de Torridon din vestul Scoţiei, precum şi în algonkianul de sub barrandianul din R.S. Cehoslovacă (6).

În afară de spori, în formaţiunile calcaroase metamorfozate din Carpaţii Meridionali centrali s-au întîlnit alge din familia *Rifenideae* Naum., apropiate de tipul *Dinoflagelata* (protozoare, alge marine actuale) puse în evidenţă de S. N. Naumova în anul 1956 în cantităţi mari în depozitele precambriene din Siberia, din partea europeană a U.R.S.S., din Scoţia de V, R.P. Polonă şi din sistemul sinean din R.P. Chineză (3), (4), (6).

PLANŞA 1

Fig. 3. — *Leiominuscula minuta* Naum. Fig. 4. — *Lophominuscula prima* Naum. Fig. 5.—*Margominuscula tenela* Naum. Fig. 6. — *Margominuscula antiqua* Naum. Fig. 7. — *Margominuscula prima* Naum. Fig. 8. — *Mamillata carpatica* Naum. Fig. 9. — *Lusata antiqua* Naum.

(Toate desenele şi fotografiile mărite de 400 ×).

Minuscula Naum

3 4

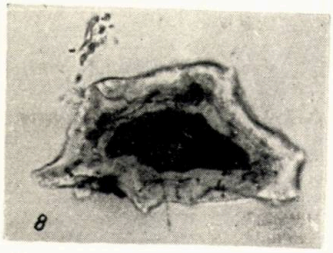
Margominuscula Naum

5 6 7

Fam. Rifenideae Naum

8

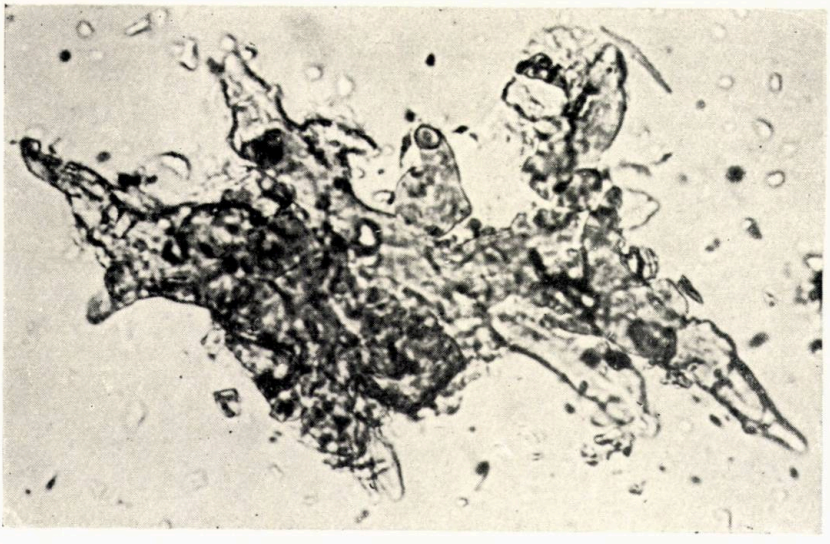
Mamillata Naum



8

Lusata Naum

9



Morfologia algelor *Rifenideae* Naum. diferă în mod net de morfologia celorlalte alge microscopice din precambrian, prin caracteristicile lor distinct exprimate și mai ales prin dimensiunile lor mult mai mari (pînă la 500 μ). Membranele acestor alge sînt în majoritatea cazurilor mai groase, de culoare deschisă sau galbenă. Prezența unor pori relativ mici, dispuși pe întreaga suprafață a algei sau numai spre partea centrală a membranei reprezintă o caracteristică observată la majoritatea algelor *Rifenideae* Naum. În afară de aceasta este caracteristic desenul longitudinal și cel transversal al suprafeței, precum și protuberanțele în formă de dinți, creste etc.

Pînă în prezent S. N. Naumova a identificat și descris 7 genuri și circa 60 de specii de alge din familia *Rifenideae* Naum., în diverse complexe. Aceste date permit o orizontare mai detaliată a depozitelor rifeene.

În calcarele cristaline din Carpații Meridionali s-au descoperit două specii de *Rifenideae* Naum. : *Mamillata carpatica* Naum. n. sp. și *Lusata antiqua* Naum.

Mamillata carpatica Naum. este incoloră, destul de groasă și are un contur oval. Pe marginea exterioară există o îngroșare în formă de val care trece apoi într-o serie de dinți mărunți și rari. Suprafața valului este brăzdată de benzi longitudinale. Partea centrală a algei este mai puțin groasă și este prevăzută cu pori foarte mici. Uneori această porțiune este acoperită cu o substanță organică de culoare cafenie-închis (pl. I, fig. 8). Algele *Mamillata* Naum. sînt larg răspîndite în depozitele rifeene, însă ele predomină ca importanță în rifeanul superior.

O altă specie de algă întîlnită în calcarele cristaline din Carpații Meridionali este *Lusata antiqua* Naum., caracterizată prin conturul său oval-alungit și prin protuberanțe. Suprafața ei este marcată prin benzi longitudinale. Această algă este incoloră (pl. I, fig. 9). Algele *Lusata* Naum. sînt de asemenea larg răspîndite în depozitele rifeene, predominînd în rifeanul mediu.

Primele resturi vegetale microscopice descoperite în Carpații Meridionali centrali, în special algele *Rifenideae* Naum. asociate cu spori ultramicroscopici, oferă neîndoielnic posibilitatea de a se atribui seriei de Sibișel vîrsta proterozoică. Continuarea studierii algelor și sporilor din complexul calcaros al seriei de Sibișel, separată și descrisă în Carpații Meridionali centrali, va permite să se facă o orizontare mai amănunțită a acestor formațiuni considerate, pînă nu demult, nefosilifere.

Stabilirea vîrstei seriei de Sibișel pe baze paleontologice a dat posibilitatea de a se preconiza că în timpul proterozoicului zonele geosinclinale se întindeau de ambele părți ale porțiunilor mai vechi consolidate, reprezentate prin masivele cristaline Sebeș — Lotru, Cumpăna — Cozia și cristalinul mezozonal al Carpaților Orientali.

BIBLIOGRAFIE

1. Codarcea-Dessila M., *Studiul geologic şi petrografic al regiunii Răşinari — Cisnădioara — Sadu*, Bucureşti, 1962.
2. — *Încercare de reconstituire paleogeografică şi orogenetică a Carpaţilor Meridionali centrali*, St. şi cerc. geol., 1962, **VII**, *3—4*.
3. Наумова С. Н., *Спорово-пыльцевые комплексы рифейских нижнекембрийских отложений*, XXI Сессия международного геологического конгресса. Докл. сов. геологов. Проблема, 1960, *8*.
4. — *Древнейшая флора земли*, Доклад на международной палинологической конференции в Аризоне. Jour. Pollen et spores, 1962, **IV**, *1*.
5. Naumova S. N., Codarcea-Dessila M. şi Iliescu V., *Asupra prezenţei rifeanului în unele formaţiuni cristalofiliene din Carpaţii Meridionali centrali*, Com. Acad. R.P.R., 1962, **XII**, *11*.
6. Наумова С. Н. и Павловский Е. В., *Находка растительных остатков (спор) в сланцах торридона Шотландии*, Докл. АН СССР, 1961, **141**, *1*.

Institutul de geologie al Comitetului geologic.
Primită în redacţie la 9 iulie 1963.

O FORMĂ CARACTERISTICĂ DE CONODONTE ÎN CARBONIFERUL DE PE VALEA IDEGULUI (BANAT)

DE

ELENA MIRĂUȚĂ

55(05)

Carboniferul inferior de pe valea Idegului este reprezentat în bază prin calcare negre în plăci, spatice, fin și mediu granulate, cu rare intercalații marnoase și bituminoase spre partea superioară, peste care urmează calcare negre în plăci, cu intercalații de calcare gresoase micacee și șisturi calcaroase bituminoase, precum și calcare cu entroce.

În depozitele calcaroase negre, spatice, Al. Codarcea, Gr. Răileanu și S. Năstăseanu (2) au identificat o faună caracteristică dinanțianului, formată din : *Productus semireticulatus* Mart., *Spirifer tornacensis*, *Michelina favosa* Goldf., *Syringopora ramulosa* Goldf.

Din calcarele negre în plăci, situate peste calcarele spatice cu faună am obținut o formă de conodonte caracteristică pentru carboniferul inferior, și anume *Siphonodella crenulata* (Cooper).

Siphonodella crenulata (Cooper)

1957 *Siphonodella crenulata* (Cooper), G. Bischoff (1), p. 54, pl. 6, fig. 3—5.
1961 *Siphonodella crenulata* (Cooper), J. Dvorák et G. Freyer (3), p. 888, pl. II, fig. 12.

Această formă se caracterizează prin suprafața ovală netedă care se întîlnește la exemplarele juvenile, precum și dezvoltarea mare a părților externe ale platformei. Creasta mediană este puțin îndoită spre interior. La partea anterioară platforma are margini dințate, puternic îndoite în sus și paralele cu creasta mediană. Spre partea posterioară marginile ei externe sînt ușor ondulate ; capătul posterior este ascuțit. Pe suprafața aborală se observă o carenă slabă care reflectă direcția crestei mediane (fig. 1).

St. și cerc. geol., geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 1 p. 193—194 București 1964

După G. Bischoff (1) genul *Siphonodella* este foarte caracteristic carboniferului inferior, și anume zonei cu *Pericyclus*, subzonei cu *Siphonodella* (cu II α — β). *Siphonodella crenulata* apare însă și în subzona cu „*anchoralis*" (*Scaliognathus anchoralis*), cu IIγ, tot în zona cu *Pericyclus*.

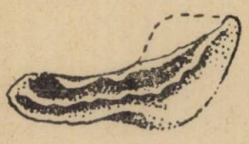


Fig. 1. — *Siphonodella crenulata* (Cooper).

Urmează ca pe baza acestei forme foarte caracteristice să considerăm calcarele în plăci de la partea superioară a calcarelor spatice, care conțin fauna de brachiopode, ca aparținînd tournaisianului, zonei cu *Pericyclus*, subzonei cu II α — β, eventual subzonei cu II γ.

BIBLIOGRAFIE

1. Bischoff G., *Die Conodonten — Stratigraphie des rhenoherzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der Wocklumeria — Stufe und der Devon/Karbon-Grenze*, Abh. d.Hess. Land. f. Bodenf., Wiesbaden, 1957, *19*.
2. Codarcea Al., Răileanu Gr. și Năstăseanu S., *Carboniferul inferior de pe valea Idegului*, St. și cerc. geol., 1960, **V**, *3*.
3. Dvorák J. u. Freyer G., *Die Devon/Karbon-Grenze im Mährischen Karst auf der Grundlage von Conodontenfaunen*, Geologie, 1962, *8*.

Institutul geologic al Comitetului geologic.
Primită în redacție la 25 iunie 1963.

PHYLLOCARDIUM PLANUM STEVANOVICI N. SSP. ÎN PONȚIANUL DIN VESTUL OLTENIEI

DE

FL. MARINESCU

55(05)

Ponțianul, așa cum a fost încadrat pînă în prezent în vestul Olteniei, între nisipurile gresoase cu *Congeria novorossica* Sinz. (meoțian) și nisipurile și argilele cu cărbuni cu *Prosodacna stenopleura* Sabba și *Viviparus argesiensis* Sabba (dacian), a fost împărțit pe baza asociațiilor de moluște, de către autorul notei de față, într-o serie de zone, notate de la α la ζ. Fauna colectată, foarte bogată și variată, a furnizat pe lîngă speciile cunoscute sau cele rare și cîteva încă neîntîlnite în literatura paleontologică asupra ponțianului. Dintre acestea atrage atenția în mod deosebit forma ce urmează a fi descrisă, care se cantonează foarte strict în cadrul zonei ε, dînd nota caracteristică asociației faunistice a acestei zone, cel puțin pentru partea vestică a Bazinului dacic.

Phyllocardium planum stevanovici n. ssp.

(Pl. I, fig. 1—4; holotip fig. 1)

? 1940 *Phyllocardium planum* Desh., Beregov (1), pl. III, p. 15, 17.
1951 *Phyllocardium planum* Desh. var., Stevanović (3), pl. XIV, fig. 1—4.

Diagnoza. Cochilia ca la *Phyllocardium planum planum* Desh., cu valvele mai bombate și coaste mai late și proeminente pe întreaga lor lungime.

Diagnose. Coquille comme celle du *Phyllocardium planum planum* Desh., à valves plus bombées et côtes plus larges et proéminentes sur toute leur longueur.

Descriere. Cochilia este mai bombată și de dimensiuni mai reduse decît la *Phyllocardium planum planum* Desh. (pl. I, fig. 5). Coastele, în număr de 7—9, fine și proeminente spre umbone, se lățesc și rămîn bine

marcate pînă la marginea inferioară; spre partea anterioară a valvei sînt mai șterse decît în jumătatea posterioară. Ultima coastă împarte cochilia în două cîmpuri neegale, cel posterior mai îngust, avînd 3—4 coaste secundare, filiforme ca și la *Phyllocardium planum planum*. Suprafața valvelor este acoperită cu striuri fine de creștere, dintre care unele mai proeminente, sub forma unor trepte.

În interior, cele două impresiuni musculare se delimitează către axul umbono-palial prin cîte un pliu, cel anterior fiind mai dezvoltat decît cel posterior; ambele pliuri se continuă și se unesc într-un unghi aproape drept în vecinătatea umbonelui.

Dentiția este la fel ca la *Phyllocardium planum planum*, dar cu dinții mai bine dezvoltați și cu fosetele mai adîncite.

		L	l	R	L/h	l/h
Dimensiuni:	holotip v.d.	19,7 mm	1,50 mm	4,5 mm	4,4	3,32
	v.s.	20,5 mm	14,8 mm	3,7 mm	5,55	4,0

Derivatio nominis. Am dedicat această formă prof. dr. Petar Stevanović, de la Belgrad, fiind primul care a remarcat-o ca varietate deosebită de *Phyllocardium planum* Desh. (1951), nedenumind-o însă.

Loc. tip. Valea lui Stoican, satul Jidoștița, vest de Turnu-Severin (Oltenia de vest).

Strat tip. Nisipuri cochilifere, deasupra marnelor cu *Congeria rhomboidea rumana* Sabba, ponțian, după autor zona ε, asociată cu *Congeria markovici* Brus., *C. subcarinata botenica* Andrus., *C. digitifera* Andrus., *Limnocardium* (*Arpadicardium*) *majeri* M. Hörn., *L.* (*Bosphoricardium*) aff. *banaticum* Fuchs, *L.* (*Euxinicardium*) *subodessae* Sihz., *Theodoxus* (*Ninnia*) *galeatus* Marinescu etc.

Discuții și observații. Forma descrisă se deosebește net de *Phyllocardium planum planum* Desh. prin valvele mai bombate și coastele late și proeminente pe toată lungimea lor; prin aspectul coastelor se apropie oarecum de *Phyllocardium complanatum* Fuchs, ale cărei coaste sînt totuși mai fine, iar valvele mai puțin bombate.

Forma descrisă a mai fost sesizată ca o varietate deosebită a speciei lui Deshayes de către P. Stevanović, în asociația menționată

PLANȘA I

Phyllocardium planum stevanovici n. ssp.

Valea lui Stoican, Jidoștița; ponțian, zona ε.

Fig. 1. — Holotip. *a*, Valva dreaptă, extern; *b*, valva stîngă, extern; *c*, valva dreaptă, intern; *d*, valva stîngă, intern; *e*, ambele valve, dorsal.

Fig. 2. — Sintip. *a*, Extern; *b*, intern.

Fig. 3. — Sintip. *a*, Valva dreaptă, extern; *d*, valva stîngă, extern; *c*, valva dreaptă, intern; *d*, valva stîngă, intern; *e*, ambele valve, dorsal.

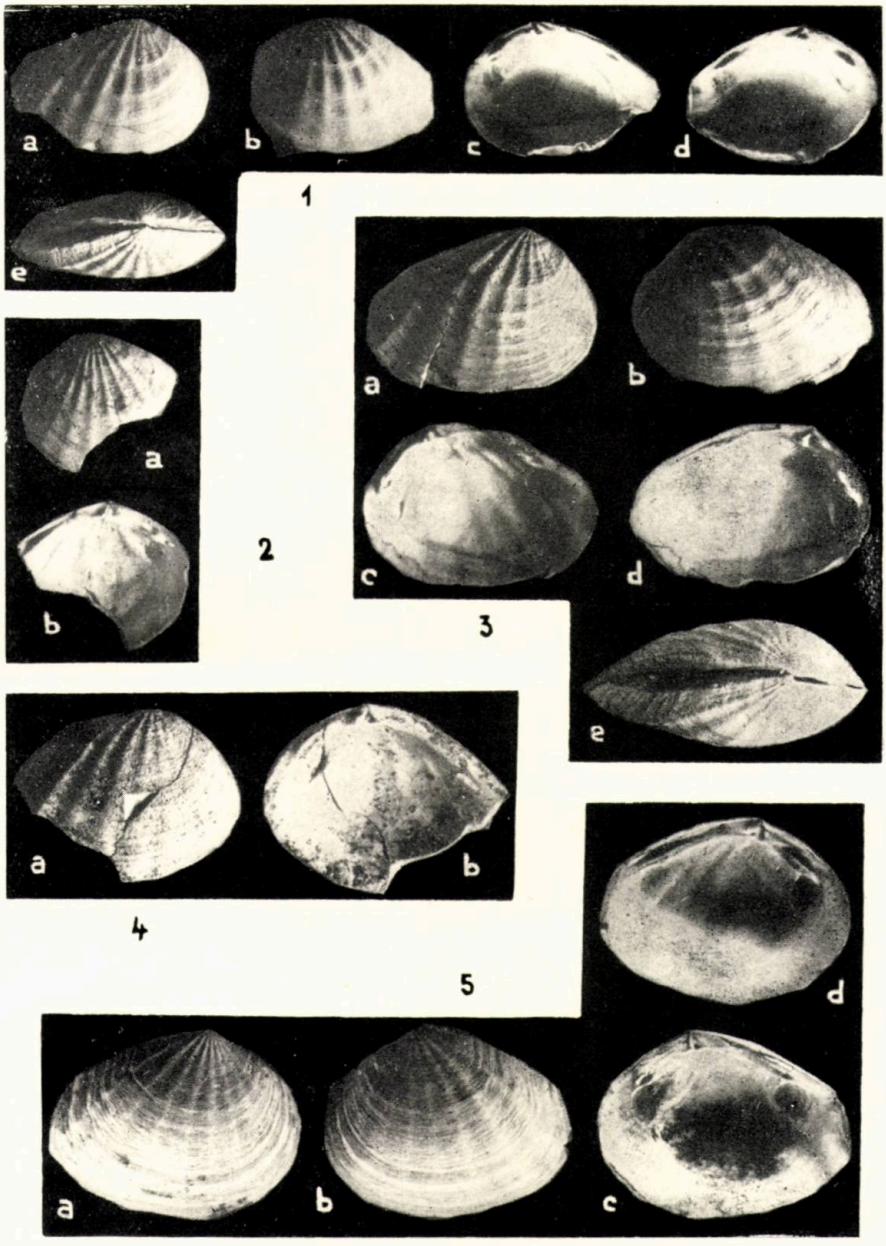
Fig. 4. — Sintip. *a*, Extern; *b*, intern.

Phyllocardium planum planum Desh.

Valea Stoichița, Cocorova; ponțian, zona ζ.

Fig. 5. — *a*, Valva dreaptă, extern; *b*, valva stîngă, extern; *c*, valva dreaptă, intern; *d*, valva stîngă, intern.

Toate figurile sînt mărite de 1,5 ×.


a
b
c
d
e
1
a
b
2
a
b
c
d
e
3
a
b
4
5
a
b
c
d

în regiunea Rečica; el nu a denumit-o însă, crezînd că ar putea fi vorba numai de o mutație locală. În cercetările întreprinse între Dunăre și valea Motrului autorul a întîlnit această formă într-o serie întreagă de puncte între Tr.-Severin și Baia-de-Aramă (Jidoștița, valea Crihala, Bala, Comănești etc.); aceasta dovedește că nu este vorba numai de o modificare locală a unei specii cunoscute, ci de o varietate a acesteia, răspîndită în toată partea occidentală a bazinului (nu cunoaștem încă nimic despre această formă la est de valea Motrului).

Se remarcă totodată că forma descrisă este cantonată foarte riguros în zona ε a ponțianului, *Phyllocardium planum planum* Desh. găsindu-se totdeauna mai sus, în zona ζ.

În acest fel, *Phyllocardium planum stevanovici* n. ssp. apare ca o formă intermediară între *Phyllocardium complanatum* Fuchs și *Ph. planum planum* Desh., în special în privința ornamentației; aceasta, cu toate că este bine marcată, ca la specia panonică, arată totuși tendința de a se șterge, apropiindu-se mai mult de forma euxinică. De asemenea, apariția ei în zona de trecere de la ponțianul inferior la cel superior arată că și în timp se situează între cele două specii extreme.

Tabelul nr. 1

Măsurători (mm) morfometrice comparative la *Phyllocardium planum stevanovici* **n. ssp. și** *Ph. planum planum* Desh.

Denumirea speciei		L	l	h	L/h	l/h
Phyllocardium planum stevanovici n.ssp.	d.	19,7	15,0	4,5	4,40	3,32
	s.	20,5	14,8	3,7	5,50	4,0
	d.	25,5	18,5	6,0	4,26	3,0
	s.	24,8	18,0	5,0	5,0	3,60
	d.	26,7	19,5	5,5	4,85	3,55
	d.	21,0	16,5	5,2	4,05	3,18
	d.	19,0	14,0	3,2	5,95	4,38
	d.	17,0	14,0	3,0	5,70	4,66
	s.	20,5	16,0	5,2	4,10	3,10
	s.	19,0	13,5	2,8	6,58	4,66
Phyllocardium planum planum Desh.	d.	26,6	20,0	4,0	6,65	5,0
	s.	26,4	20,0	3,8	6,95	5,26
	s.	23,2	17,9	3,3	7,0	5,40
	s.	35,0	27,0	3,5	10,0	7,7

Notă. L = lungime (diametru antero-posterior); l = lățime (diametru umbono-palial); h = înălțime; d = valva dreaptă; s = valva stîngă.

În ceea ce privește morfometria, am considerat numai cele trei dimensiuni principale: lungime (diametrul antero-posterior) = L, lățime (diametrul umbono-palial) = l și înălțimea = h; se constată că raporturile L/h și l/h sînt mai mici la forma descrisă decît la *Phyllocardium planum planum* Desh., la indivizi cu valori apropiate ale celor trei dimensiuni (tabelul nr. 1). O altă constatare ce poate fi făcută este că, la cele

două exemplare la care posedăm ambele valve, raporturile considerate sînt mai mici pentru valva dreaptă decît pentru cea stîngă. Deocamdată nu generalizăm această constatare, care credem necesar că trebuie să mai fie verificată pe un număr mai mare de indivizi.

BIBLIOGRAFIE

1. Berlgov R., *Le Pliocène du district de Lom. Mélanges Boncev*, Sofia, 1940.
2. Marinescu Fl., *Propuneri cu privire la orizontarea ponțianului din partea occidentală a Bazinului getic.* Acest volum.
3. Stevanović P., *Pontische Stufe im engeren Sinne...*, Serb. Ak. Wiss., 1951, **CLXXXVII.**

Institutul geologic al Comitetului geologic.
Primită în redacție la 5 martie 1963.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL DIATOMEELOR DIN SARMAȚIANUL DE LA MINIȘUL-DE-SUS (REG. CRIȘANA)

DE

SVETLANA KRESTEL

55(05)

Primul studiu micropaleontologic al depozitelor de diatomit din bazinul neogen al Crișului Alb a fost efectuat în jurul anului 1889 (16).

În anul 1934 M. T. P. Ghițulescu (9) cercetează sub raportul tectonic, stratigrafic și al proprietăților fizice, unele depozite de diatomit din localitățile Cavna—Minișul-de-Sus—Minișel.

În ceea ce privește aspectul micropaleontologic al formațiunilor cercetate, acest autor menționează doar predominanța diatomeelor pennate față de cele centrice. Situația este normală avînd în vedere vîrsta sarmațiană a depozitului, vîrstă stabilită de M. T. P. Ghițulescu pe baza faunei de moluște, întîlnite în unele strate de diatomit.

Lucrările de explorare executate de Institutul de cercetări, studii și prospecțiuni pentru construcții (I.C.S.P.C.) arată o rezervă importantă de diatomit.

Căderea generală a stratelor oscilează între 3 și 12°NE, iar grosimea depozitului, rezultată din însumarea grosimilor stratelor de diatomit în diferite profile, nu depășește 6 m.

De remarcat lipsa de omogenitate în stratificația acestor depozite, și anume, stratele de diatomit au foarte des intercalat între ele material străin, fapt care îngreuiază mult exploatarea acestei roci.

Ceea ce scade însă mult calitatea diatomitului de la Minișul-de-Sus este întrepătrunderea lui cu calcar uneori în strate foarte fine, care fără acid clorhidric nu pot fi detectate. Această întrepătrundere intimă a două roci cu proprietăți fizice și chimice atît de diferite explică de ce o parte din materialul exploatat se fisurează și se sfărîmă cînd este supus procesului de uscare. Repartiția calcarului nu este omogenă în diversele strate de diatomit. Rezultatele analizelor chimice au arătat că unele

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. seria geologie t. 9 nr. 1 p. 199—206 București 1964

strate de diatomit din cariera Dealul Rîtului conțin 4,53% $CaCO_3$. Exploatarea acestui depozit a fost de altfel abandonată. Proporții mari de $CaCO_3$ au fost stabilite și în două strate de diatomit din cariera Bîrzovița. Acest din urmă depozit este în curs de exploatare și livrează anual cooperativei locale „23 August" circa 4 000 t diatomit.

În general diatomitul de Miniș este întrebuințat cu succes în industrie la fabricarea maselor termoizolatoare și a cărămizilor de construcții avînd o plasticitate bună, datorită procentului ridicat de substanțe argiloase. În acest scop se folosește numai diatomitul care conține sub 10% $CaCO_3$.

El mai este întrebuințat cu rezultate bune ca decolorant în industria uleiurilor vegetale.

Utilizarea diatomitului de Miniș ca material de umplutură în industria hîrtiei și a săpunului, cu toată plasticitatea sa ridicată, nu se recomandă, diatomitul devenind închis la culoare, în urma prelucrării la temperaturi ridicate. Încercările de decolorare au dat rezultate negative.

Din cauza conținutului mare de F_2O_3, în medie 4%, diatomitul de Miniș nu a fost acceptat ca material filtrant în industria vinului și a berii, deși proba vitezei de filtrare a dat rezultate bune.

În ceea ce privește substanța organică, s-a efectuat determinarea calitativă a acesteia prin tratarea diatomitului cu o soluție de 3% hidrat de sodiu. Soluția rămînînd incoloră sau ușor colorată, de unde concluzia că diatomitul de Miniș nu conține deloc sau foarte puțină substanță organică.

În vederea realizării studiului microscopic, au fost colectate probe din numeroase profile, și anume : valea Bremia, pîrîul Șchiopului, pîrîul Bîrzovița, pîrîul Bîrzăvicioara, Dealul Rîtului, pîrîul Neamțului, pîrîul Viezurini, pîrîul Fînațuri, Dealul Hogii, Dealul Mălăiște, pîrîul Oșița, pîrîul Șurluț.

De remarcat că peste tot seria diatomitului este acoperită de material piroclastic reprezentat prin tufuri andezitice, lapilii, aglomerate, iar în unele locuri de curgeri de lave bazice. Materialul piroclastic se întîlnește intercalat în diferite proporții și între stratele diatomitului.

Din punct de vedere macroscopic diatomitul acestor profile nu prezintă deosebiri mari. În general roca este fin stratificată și friabilă, iar culoarea ei variază de la albă la galbenă-cenușie uneori galbenă-roșcată.

Unele strate de diatomit cuprind în ele macrofaună sau resturi de plante ; astfel în malul drept al pîrîului Neamțului, amonte de cariera Drinovăț aflorează diatomitele galbene-roșcate cu mulaje de lamellibranchiate sarmațiene ; același lucru se observă și în deschiderea din malul stîng al pîrîului Șurluț.

Din diatomitul carierei Bîrzovița am colectat numeroase fragmente de schelete de pești de talie mare, impresiuni de crabi, impresiuni de plante foarte variate și fragmente mari de lemn silicifiat.

Cercetările microscopice au arătat că la constituirea depozitului de diatomit din această regiune, în afara diatomeelor au luat parte *Chrisomonadinae*, *Silicoflagellideae* și *Ebriidae*. De subliniat că ebriidele și

chrisomonadinele sînt grupe fosile noi, care se adaugă cu această ocazie literaturii de specialitate din țara noastră.

Dintre diatomee s-au determinat 35 de specii.

1. *Achnanthes brevipes* var. *intermedia* (Kütz.) Cl.
2. *Actinocyclus ehrenbergii* var. *tenella* (Breb.) Hust.
3. *Chetoceros affinis* Lauder (pl. I, fig. 1)
4. *Chetoceros holsaticus* Schütt. (pl. I, fig. 2)
5. *Chetoceros mülleri* Lemm. (pl. I, fig. 3)
6. *Cocconeis placentula* Ehr.
7. *Cymbella helvetica* Kütz.
8. *Cymbella ventricosa* Kütz. (pl. I, fig. 4)
9. *Diploneis vacillans* (A.S.) Cl.
10. *Fragilaria brevistriata* Grun. (pl. I, fig. 5)
11. *Fragilaria brevistriata* var. *elliptica* Grun.
12. *Fragilaria brevistriata* var. *subsalina* Hust.
13. *Fragilaria construens* var. *venter* (Ehr.) Grun.
14. *Grammatophora arctica* Cl. (pl. I, fig. 6)
15. *Grammatophora marina* (Lygb.) Ktz.
16. *Grammatophora arctica* Cl.
17. *Hemiaulus kittonii* Grun. (pl. I, fig. 7)
18. *Hyalodiscus frenguellii* Hanna. (pl. I, fig. 8)
19. *Hyalodiscus subtilis* Bail. (pl. I, fig. 9)
20. *Liradiscus ovalis* Grev.
21. *Melosira ambigua* (Grun.) O. Müll.
22. *Navicula placentula* f. *rostrata* A. Mayer (pl. I, fig. 10)
23. *Nitzschia angustata* (W.Sm.) Grun. (pl. I, fig. 12)
24. *Nitzschia punctata* var. *aralensis* Borzsciov
25. *Nitzschia spectabilis* (Ehr.) Ralfs (pl. II, fig. 14)
26. *Pinnularia rangoonensis* Grun. (pl. II, fig. 15)
27. *Podosira hyalina* Jousé (pl. I, fig. 11)
28. *Pseudopyxilla capreolus* Forti (pl. II, fig. 16)
29. *Pterotheca carinifere* Grun. (pl. II, fig. 17)
30. *Rhoicosphaenia curvata* (Ktz.) Grun.
31. *Rhopalodia gibberula* var. *magna* (Missuna) I. Kiss. (pl. I, fig. 13)
32. *Synedra berolinensis* Lemm. (pl. II, fig. 18)
33. *Synedra tabulata* var. *obtusa* Pant. (pl. II, fig. 19)
34. *Synedra tenera* W. Sm. (pl. III, fig. 21)
35. *Synedra ulna* (Nitzsch) Ehr. (pl. III, fig. 20).

Dintre diatomeele mai sus prezentate, 21 sînt forme salmastre, 10 sînt marine și 4 exemplare sînt de apă dulce.

Chrisomonadinele au reprezentanți atît din familia *Chrysostomatidae* și anume *Carnegia frenguellii* (Cler.) Defl. (pl. III, fig. 23), *Outesia laevis* Freng. (pl. III, fig. 22), cît și din familia *Archaeomonadidae — Archaeomonas mangini* Defl. (pl. III, fig. 24).

Silicoflagellideele sînt reprezentate prin forme foarte variate ale speciei *Dictyocha fibula* Ehr. și *D. crux* Ehr.

Dintre *Ebriidae* am reuşit să determinăm următoarele forme :

Hermesinium longispinosum (Hov.) Defl. (pl. III, fig. 27).

Ammodochium rectangulare (Schulz) (pl. III, fig. 25).

Ebriopsis narbonensis Defl. et Gagt. (pl. III, fig. 26).

Coroborarea rezultatelor micropaleontologice ale profilelor cercetate duce la următoarea constatare : stratele de diatomit din partea inferioară a profilelor prezintă asociaţii foarte monotone de diatomee în care predomină forme din grupul *Araphinales*. Silicoflagellideele şi ebriidele lipsesc în aceste asociaţii.

Asociaţia se schimbă către partea superioară a profilelor, prin participarea abundentă a sporilor genului *Chetoceros*, apariţia silicoflagellideelor, a ebriedienilor şi a formelor centrice de talie mare.

Chrisomonadinele se întîlnesc de-a lungul întregului profil. În stratele din bază ale profilelor, chrisostomatidele sînt acelea care predomină, în schimb în partea superioară sînt numeroase archaeomonadidele.

Spiculii spongierilor silicioşi se întîlnesc de asemenea în toate stratele profilelor cercetate ; de menţionat stratul I din deschiderea carierei Bîrzoviţa, unde alături de asociaţia de diatomee pennate se observă o abundenţă de spiculi de talii de-a dreptul gigantice, în comparaţie cu diatomeele participante în preparat.

Ţinînd seama de cele arătate în această notă *conchidem* :

Formarea depozitului de diatomit din această regiune este strîns legată de prezenţa materialului piroclastic, ca de altfel toate depozitele de diatomit cunoscute la noi în ţară.

Variaţia asociaţiei de diatomee pe verticală trecînd de la forme pennate tipice unui mediu îndulcit la asociaţii de forme pennante mediate, centrice şi apariţia silicoflagellideelor, ebriidelor şi archacomonadidelor dintre chrisomonadine, presupune o concentraţie a apelor Bazinului sarmaţian în partea sa superioară. Este de remarcat faptul, că tot în acest moment se înregistrează aportul important de material piroclastic. Ne punem întrebarea dacă această schimbare de salinitate nu este legată de oscilaţii ale fundamentului bazinului în legătură cu mişcările terestre, care au favorizat şi fenomene vulcanice.

Depozitul de diatomit din această regiune s-a format în apropierea ţărmului ; acest lucru este arătat atît de prezenţa naviculelor care se dezvoltă de obicei în regiuni apropiate ţărmului, cît şi de numeroase fragmente de lemn silicifiat şi impresiuni de plante întîlnite în stratele de diatomit.

În ceea ce priveşte biocenoza Bazinului sarmaţian din regiunea cercetată, aceasta rezultă în linii mari din citarea resturilor organice animale şi vegetale colectate în depozite de diatomit.

PLANŞA I

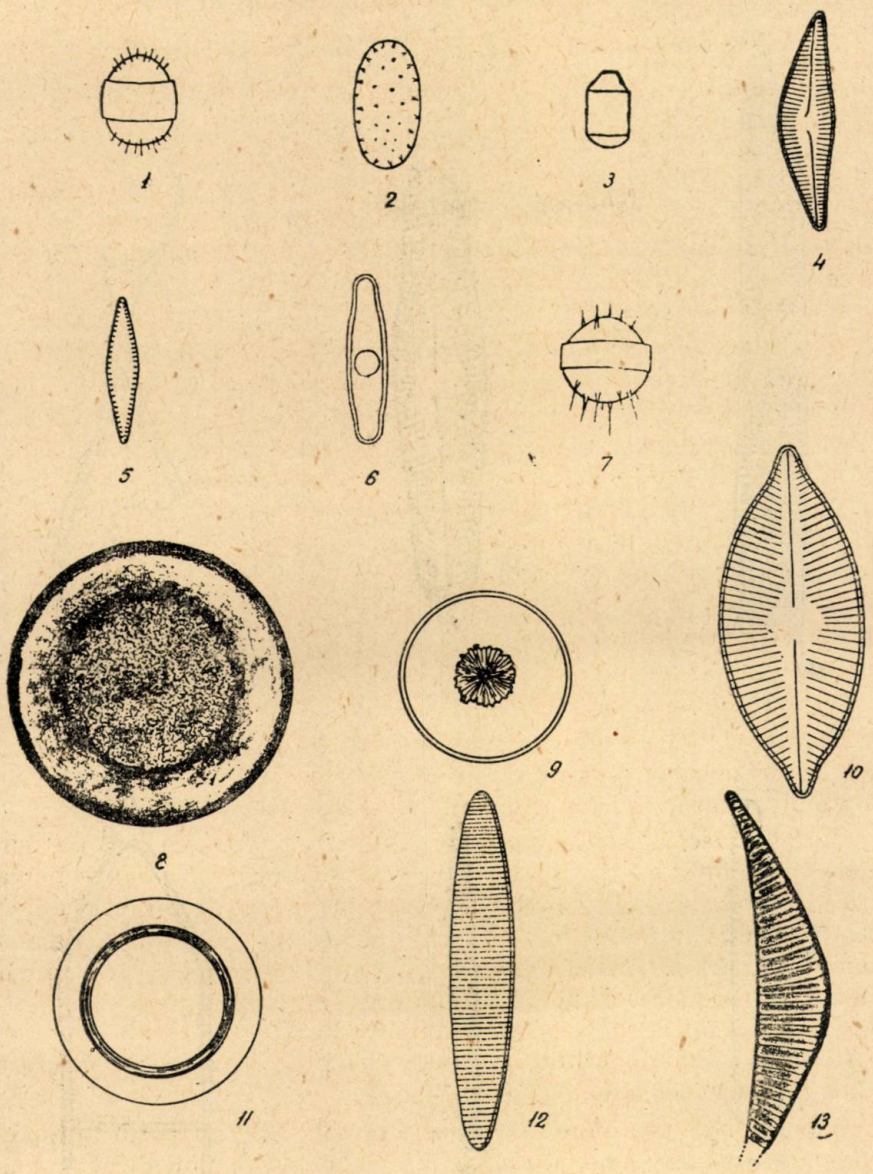


Fig. 1. — *Chaetoceros affinis* Lauder (× 500). Fig. 2. — *Chaetoceros holsaticus* Schütt. (× 500). Fig. 3. — *Chaetoceros müllerı* Lemm. (× 500). Fig. 4. — *Cymbella ventricosa* Kütz. (× 500). Fig. 5. — *Fragilaria brevistriata* Grun. (× 500). Fig. 6. — *Grammatophora arctica* Cl. (× 500). Fig. 7. — *Hemiaulus kittonii* Grun. (× 500). Fig. 8. — *Hyalodiscus frenguellii* Hana. (× 500). Fig. 9. — *Hyalodiscus subtilis* Bail. (× 500). Fig. 10. — *Navicula placentula* f. *rostrata* A. Mayer (× 500). Fig. 11. — *Podosira hyalina* Jousé (× 500). Fig. 12. — *Nitzschia angustata* (W. Sm.) Grun. (× 500). Fig. 13. — *Rhopalodia gibberula* var. *magna* (Missuna) I. Kiss. (× 500).

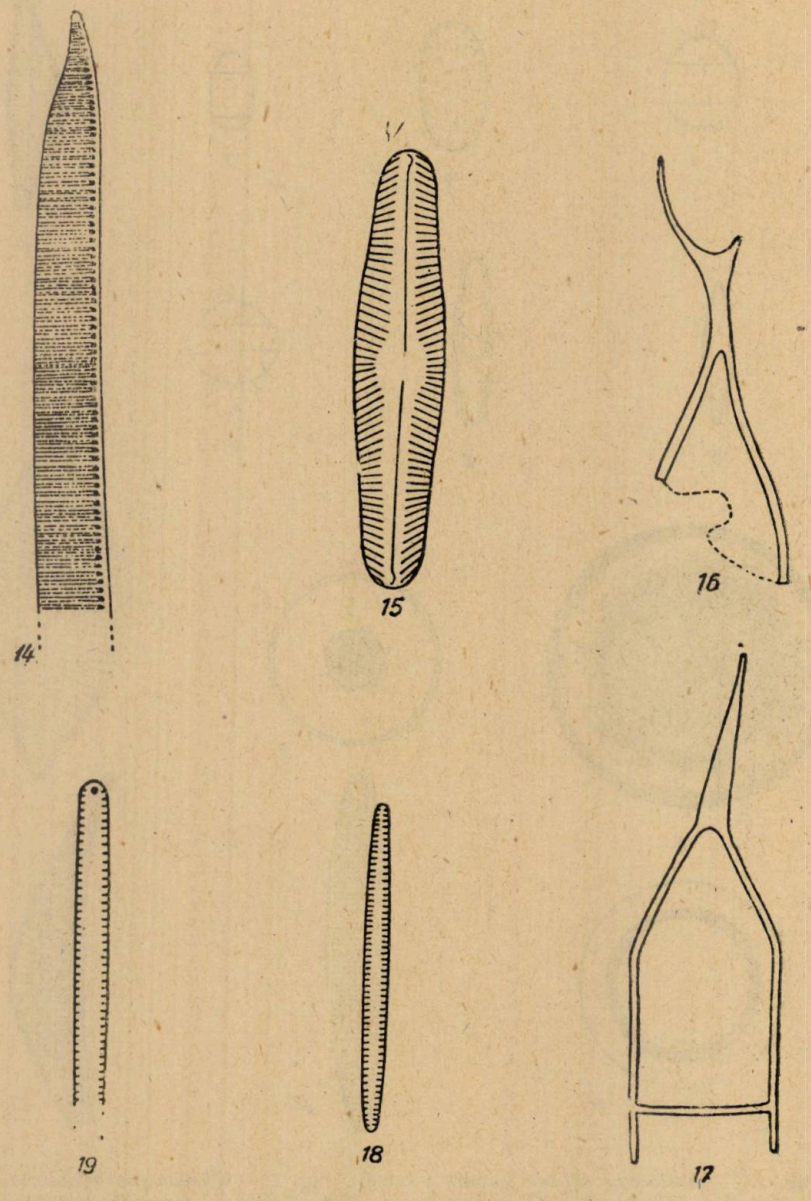


Fig. 14. — *Nitzschia spectabilis* (Ehr.) Ralfs (× 500). Fig. 15. — *Pinnularia rangoonensis* Grun. (× 500). Fig. 16. — *Pseudopyxilla capreolus* Forti (× 500). Fig. 17. — *Pterotheca carinifera* Grun. (× 500). Fig. 18. — *Synedra berolinensis* Lemm. (× 500). Fig. 19. — *Synedra tabulata* var. *obtusa* Pant. (× 500).

PLANȘA III

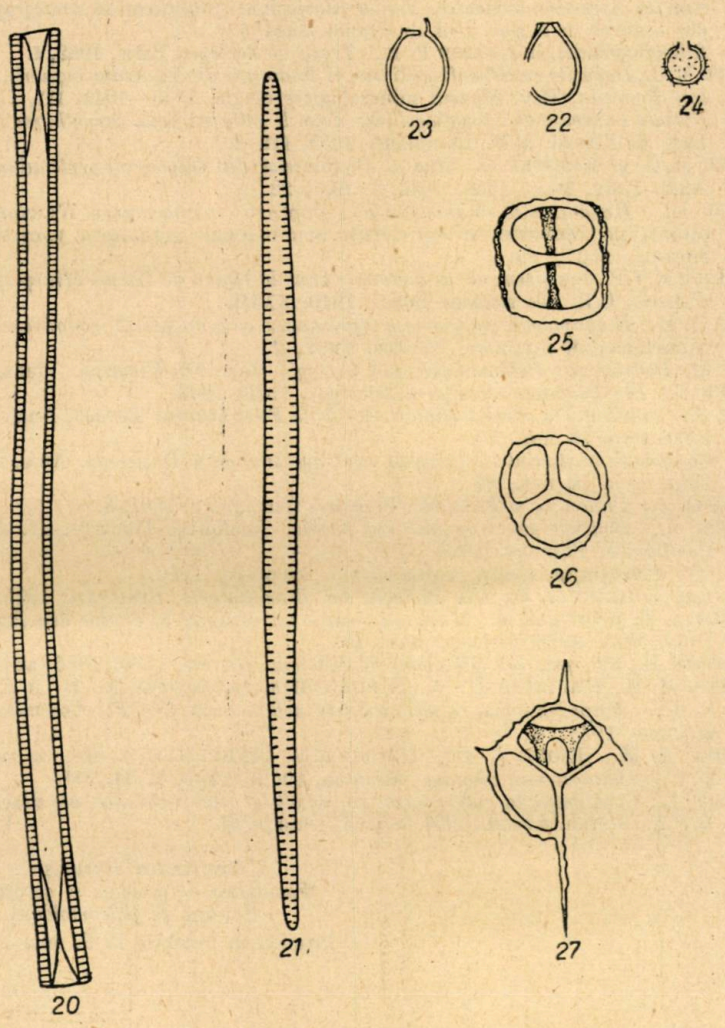


Fig. 20. — *Synedra ulna* (Nitzsch) Ehr. (× 500). Fig. 21. — *Synedra tenera* W. Sm. (× 500). Fig. 22. — *Outesia laevis* Freng. (× 500). Fig. 23. — *Carnegia frenguellii* (Cler.) Defl. (× 500). Fig. 24. — *Archaeomonas mangini* Defl. (× 500). Fig. 25. — *Ammodochium rectangulare* (Schulz) (× 500). Fig. 26. — *Ebriopsis narbonensis* Defl. et Gagt. (× 500). Fig. 27. — *Hermesinium longispinosum* (Hov.) Defl. (× 500).

BIBLIOGRAFIE

1. De Toni J. B., *Sylloge Algarum*, Patavia, 1891, **II**.
2. Deflandre G., *Les Flagellés fossiles. Aperçu biologique et paléontologique*, Paris, 1936.
3. — *Sur les Archaeomonadacées. Action lithologique. Signification stratigraphique*, C.R. des séances de la Soc. géol. de France, 1944, *5*.
4. — *Silicoflagellidés*, in Grassé P. P., *Traité de Zoologie*, Paris, 1952, **I**.
5. Filipescu M.G., *Depozite cu Silicoflagellideae şi Radiolari din miocenul regiunii subcarpatice din Romînia*, Rev. Muzeul mineralogic-geologic, 1943—1944, **III**, *1*.
6. — *Formes nouvelles de Silicoflagellidés dans le miocène sous carpathique (Roumanie)*, Rev. de l'Acad. R.P. Roumaine, 1959, **III**, *2*.
7. Filipescu M. G. şi Krestel S., *Studiul Diatomeelor din Oligocenul pintenului de Văleni*, Anal. Univ. Buc., 1959, seria şt. nat., *22*.
8. Гапонов Е., *Ископаемые диатомовые водоросли полуострова Камчатки*, Материалы по геологии и полезным ископаемым дальнего востока, Владивосток, 1927, *49*.
9. Ghitulescu M.T.P., *Les gisements de diatomite dans la région de Cavna-Mineş-Mineşel (dép. d'Arad)*, C.R. des séances Bouc., 1940, **XXIII**.
10. Глезер З. И., *К вопросу о филогенезе кремневых жгутиковых водорослей*, Палеонтологический журнал, Москва, 1962, *1*.
11. Grunov A., *Beiträge zur Paläontologie und Geologie Osterreich-Ungarns*, Viena, 1882, **II**.
12. Héribaud J., *Les Diatomées fossiles d'Auvergne*, Paris, 1903.
13. Krestel S., *Contribuţii la studiul Diatomeelor de la Filia bazinul Baraolt*, Anal. Univ. Buc., 1960, seria şt. nat., *23*.
14. — *Contribuţii la studiul Diatomeelor din Oligocenul de la Buştenari*, Anal. Univ. Buc., 1961, seria şt. nat., *27*.
15. Kotlarczyk J., *Diatomity w Rumunii*, Przeglad Geologicny, 1961, *8*.
16. Pantocsek J., *Beiträge zur Kenntnis der fossilen bacillarien Ungarns. II. Brackwasser Bacillarien*, Pozsony, 1888.
17. Papiu V. C., *Petrografia rocilor sedimentare*, Bucureşti, 1960.
18. Remane A.u. Schlieper C., *Die Biologie des Brackwassers*, Stuttgart, 1958.
19. Tarnavschi I. T. şi Oltean M., *Materiale pentru un conspect al algelor din R.P.R.*, Anal. Univ. Buc., 1956, seria şt. nat., *12*.
20. Van Heurck H., *Synopsis des Diatomées de Belgique*, Anvers, 1880, 1885 (atlas şi text).
21. Забелина М. М., Киселев И. А., Прошкина-Лавренко А. И. и Сешукова В. С., *Определитель пресноводных водорослей СССР*, Советская наука, Москва, 1951, *4*.
22. Забелина М. М., Жюзе А. П., Прошкина Лавренко А. И., и Сешукова В. С., *Диатомовый анализ* , Москва, 1949—1950, **I, II, III**.
23. Zamfirescu E., *Contribuţii la cunoaşterea proprietăţilor fizico-chimice ale diatomitelor din R.P.R.*, St. teh. şi econ., 1954, seria B—chimie, *41*.

Universitatea Bucureşti,
Facultatea de geologie şi geografie,
Catedra de paleontologie.

Primită în redacţie la 21 mai 1963.

NOI SEMNALĂRI DE CONURI FOSILE DE *PINUS* ȘI *PICEA* DIN TRANSILVANIA

DE

RĂZVAN GIVULESCU

55(05)

În cîteva lucrări anterioare (4), (5), (6) am prezentat conuri de *Pinus* provenind din diferite localități și etaje stratigrafice din R.P.R. În lucrarea de față prezentăm un nou material care provine numai din pliocenul Transilvaniei.

Pinus cf. **silvestris** L.
(Fig. 1)

Con de dimensiuni mici, de formă ovoidală, care reprezintă caracterele formei actuale *P. silvestris* L. Forma a fost colectată în comuna Topa (reg. Crișana) din Dealul Glimei, în marne albicioase moi cu *Limnocardium* sp. aff. *L. jagici* Bruss. de vîrstă panonian inferioară.

Pinus cf. **kraeuseli** Givul.

Con de dimensiuni mari (135 × 55 mm) care păstrează numai cîteva apofize, cu formă tipică de romb (11 × 8 — 10 × 9 mm). Conservarea slabă ne împiedică să dăm determinarea cu toată certitudinea. Exemplarul provine din comuna Beznea (reg. Crișana) de pe creasta Dealului Borodului, din depozite de vîrstă panonian inferioară.

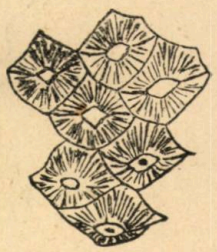


Fig. 1.— *Pinus* cf. *silvestris*. Apofize (1×).

Pinus irregularis Givul.

Caracterizat prin forma cu totul neregulată a apofizelor (4), (5). Exemplarul a fost găsit tot în depozite panonian inferioare, traversate cu ocazia săpării unei fîntîni în curba șoselei Bratca—Beznea la intrarea în comuna Beznea.

St. și cerc. geol., geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 1 p. 207–212 București 1964

Considerăm că prezența acestor două forme, în puncte unde ele au mai fost citate, nu face decît să confirme justețea atribuirilor noastre specifice anterioare.

Pinus sp.
(Fig. 2 și 3)

Alte două exemplare de *Pinus* au fost găsite tot în comuna Beznea în aceleași depozite cu *P. irregularis*. Este vorba de conuri mari

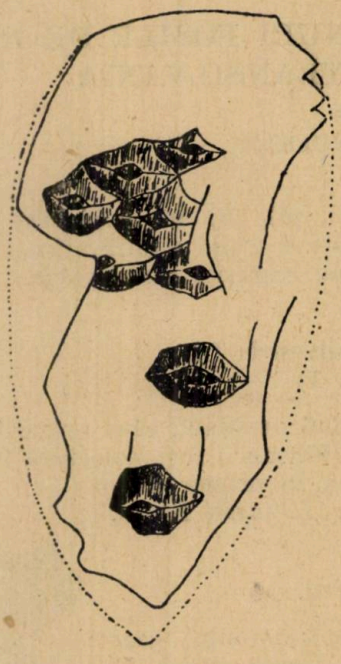


Fig. 2. — *Pinus* sp., asemănător cu *P. maritima* (1 :1).

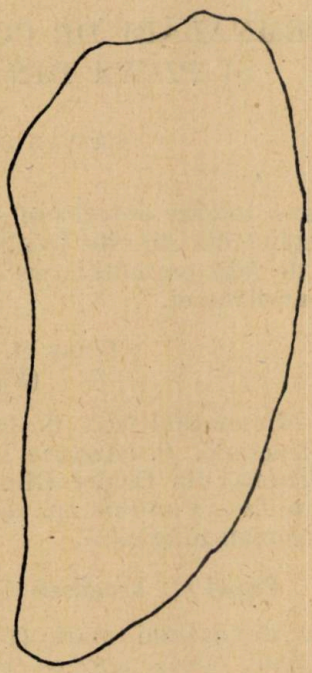


Fig. 3. — *Pinus* sp. Conturul conului (1 :1).

(80 × 35 mm), de formă ovoidă, drepte sau ușor curbate. Apofize mari (12 × 9 — 13 × 10 mm), neregulat rombice sau pentagonale, alungite în direcția axei lor mari, ușor bombate și cu unghiurile foarte evidente.

Umbonele rombic, mare, proeminent, scobit sau prevăzut cu un spin, se prelungește lateral cu o carenă subțire.

Nu ne putem pronunța momentan cu certitudine asupra apartenenței specifice, menționăm totuși marea asemănare cu conurile speciei actuale *Pinus maritima* Poir.

De altfel ace gemene au mai fost atribuite acestei forme de I. Z. Barbu din depozitele de la Slătioara (3) şi nu este exclus ca de fapt unele ace foarte lungi citate de la Beznea să aparţină tot formei *P. maritima*.

Pinus sp.

Un alt con, de dimensiuni mijlocii (64 × 22 mm) prezintă apofize mari, rombice, cu latura inferioară rotunjită, cu umbone punctiform foarte puţin proeminent şi carenă disparentă sau în orice caz foarte slab vizibilă. Caracterele de mai sus ne apropie de actualul *P. halepensis* Mill. Conul provine de la N de comuna Vorumlac (r. Mediaş) din nisipurile inferioare pliocene şi a fost pus la dispoziţia noastră prin bunăvoinţa Serviciului geologic de la D.G.G.M. Mediaş.

Pinus maroşii n.sp.
(Fig. 4 şi 5)

Holotypus: în colecţia autorului.
Derivatio nominis: dedicat lui Paul Maroşi.

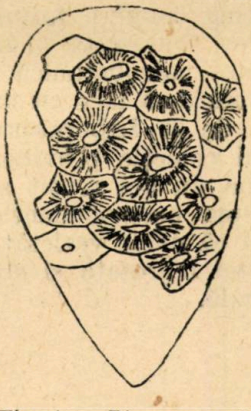


Fig. 4. — *Pinus maroşii* n.sp. Desenul impresiunii conului în marnă (2 ×).

Fig. 5. — *Pinus maroşii* n. sp. Conul fosil (2 ×).

Stratum tipicum: panonian.
Locus tipicus: Aleşd (reg. Crişana).
Material: un singur con.
Diagnosis: kleiner, konisch-eiförmiger Zapfen, mit hexagonalen oder pentagonal-verlängerten Apophysen, deren Achse manchmal nicht waagrecht sondern schief gerichtet ist. Die Apophysen sind plattgedrückt,

mit rinnenförmig verdickter und sehr stark gestreifter Oberfläche. Der Umbo ist rund oder verlängert, groß, die Kante fehlt.

Posedăm atît conul propriu-zis (fig. 5) cît şi impresiunea lui în marnă (fig. 4). Este vorba de un con de dimensiuni mici (26 × 16 mm), ovoid în jumătatea superioară, care devine mai ascuţit în cea inferioară. Apofizele sînt în jur de 6 × 5—5 × 4 mm mărime în partea mijlocie a conului, ele fiind de formă exagonal-alungită, destul de regulată în această porţiune a conului, pentru ca în spre vîrf forma lor să devină ceva mai neregulată, respectiv pentagonal-alungită. În porţiunea mijlocie a conului, axa lungă a unora dintre apofize poate fi orientată oblic faţă de orizontală. Apofiza este plată, iar suprafaţa ei este puternic striată şi în acelaşi timp uşor şi neregulat umflată de jur împrejurul umbonelui, avînd aspectul unui burlan, ce poate prezenta şi cîteva puncte mai proeminente. Pe apofizele dinspre vîrf, aceste neregularităţi se accentuează puternic. În jurul umbonelui se delimitează slab o zonă depresionară, care pune astfel în evidenţă un umbone mare, alungit sau rotund, fără însă să fie prea evident.

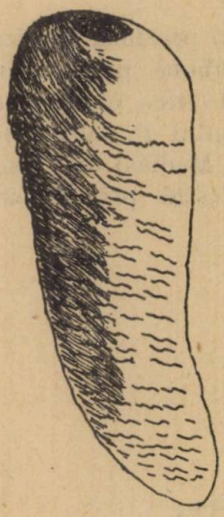


Fig. 6. — *Picea* sp.(1 : 1).

Carena lipseşte.

Mărimea şi forma conului, forma, aspectul şi aşezarea apofizelor reprezintă elemente noi, neîntîlnite în literatura paleobotanică. Am putea deci considera că avem de-a face cu un tip nou, pe care îl dedicăm lui Paul Maroşi, de la Laboratorul de geologie al Universităţii din Cluj, din a cărui colecţie provine.

În materialul actual avut la îndemînă nu am reuşit să găsim o formă apropiată. Din acest motiv problema corespondentului actual rămîne momentan deschisă. Amintim totuşi că unele varietăţi de *Pinus silvestris* pot prezenta o suprafaţă a apofizei îngroşată şi striată ca la exemplarul nostru, nu însă şi forma exagonală.

Picea sp.
(Fig. 6)

Din aceleaşi nisipuri inferioare pliocene ale comunei Vorumlac provine încă un con pe care îl atribuim genului *Picea*. Este vorba de un con foarte alungit şi uşor îndoit spre vîrf, cu dimensiunile de 65 × 25 mm, lăţimea maximă fiind în dreptul bazei. Solzii se disting bine, sînt subţiri, deşi, dar au capetele rupte, astfel că nu le putem reconstitui forma. Este probabil că exemplarul a suferit un transport înainte de a fi sedimentat.

În ceea ce priveşte prezenţa genului *Picea* în formaţiunile terţiare şi anteterţiare din R.P.R., dăm următoarele date :

Polen :Borsec, dacian-levantin inferior (identic cu polenul de *P. excelsa*); Cornițel, panonian inferior; Valea-Neagră, panonian inferior [1]; Sinersig, panonian (8); Ghiriș, sarmațian inferior (10); Muntenia de E, pontian : *Picea excelsa* Link., *P. complanata* Mast.; meoțian : *P. complanata* Mast., *P. excelsa* Link., *P. omorika* Bolle (2); Cîmpia Romînă, cretacic : *Picea* (cu specii primitive) (1).
Solzi : Cornițel.
Semințe : Borsec (resturi incerte) (11).
Conuri : Muerească-de-Sus, oligocen : *P. latisquamosa* Ludw. (3).

Nu este exclus ca, între acele numeroase „conuri de brad incarbonizate" pe care le citează A. Koch din diferite localități ale Bazinului Transilvaniei, să existe şi conuri de *Picea*.

Pentru moment însă acest con reprezintă prima formă de *Picea* citată în miocenul din R.P.R.

BIBLIOGRAFIE

1. Baltes N., *Cercetări palinologice asupra Mesozoicului din Cîmpia Romînă*, Petrol şi Gaze, 1959, **X**, *3*.
2. — *Cercetări palinologice în Pliocenul Munteniei de est*, Petrol şi Gaze, 1959, **X**, *8*.
3. Barbu I. Z., *Flora fosilă din Terțiarul Olteniei*, An. Com. geol., 1954, **XXVII**.
4. Givulescu R., *Neue Pinus-Zapfen aus dem Boroder Becken*, Geologie, 1961, **X**, *7*.
5. — *Die fossile Flora von Beznea* (*Bez. Oradea*), N. Jb. Geol. Paläont., 1961, **113**, *3*.
6. — *Note paleobotanice. I*, St. şi cerc. şt., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1952, **III**, *1—2*.
7. — *Die fossile Flora Rumäniens*, Berichte der Geol. Ges. der DDR, 1960, **V**, *4*.
8. Givulescu R. u. Florei N., *Die fossile Flora von Sinersig* (*Banat*), Geologie, 1960, **IX**, *7*.
9. Горбунов М. Г., *Третичные сосны Западной Сибири*, Бот. журн. 1958, **III**.
10. Mîrza I., *Date noi asupra vîrstei tufului de Ghiriș*, Studia Univ. Babeş-Bolyai (geol. geogr.), 1960, **II**, *1*.
11. Pop E., *Flora pliocenică de la Borsec*, Cluj, 1936.
12. Tuzson I., *Adatok Magyarország fosszilis florájához*, A.M.K. Földt. Int. Evk., Budapesta, 1912, **XXI**.

Institutul pedagogic de 3 ani, Baia-Mare.
Primită în redacție la 25 iunie 1963.

[1] R. Givulescu. *Die fossile Flora von Valea Neagră* (sub tipar).

ZONA CU *ORBULINA* ÎN MIOCENUL DIN NORD-VESTUL BAZINULUI TRANSILVANIEI

DE

GH. POPESCU

55(05)

Obiectul multor discuții în literatura de specialitate îl constituie limita dintre helvețian și tortonian (termeni introduși de M a y e r în 1857 pentru subdiviziunile terțiarului din Europa). În urma ultimelor cercetări făcute în cuprinsul miocenului în bazinele considerate clasice s-au stabilit zone biostratigrafice bazate pe genuri și specii cu un foarte mare areal de răspîndire și o dezvoltare rapidă în scara stratigrafică.

Astfel, pentru oligocenul superior și miocenul inferior s-a folosit o scară a miogipsinelor, iar pentru miocenul mediu, o dată cu dispariția acestora, s-a luat în considerație familia *Orbulinidae* (= *Globigerinidae*) (3), care a dat rezultate bune.

În regiunile mediteraneene, conform cu această orizontare, părții superioare a helvețianului i-ar corespunde zona cu *Globigerinoides bisphaerica* Todd., tortonianul începînd o dată cu apariția în masă a genului *Orbulina*; în cadrul tortonianului au fost separate două zone: la partea inferioară zona cu *Orbulina saturalis* iar la partea superioară zona cu *Orbulina universa*, unde ultima specie se dezvoltă considerabil numeric în detrimentul primei.

La Tortona, pe Rio Mazzapiedi, localitate tip pentru tortonian, deasupra unor nisipuri marnoase considerate „ helvețiene", se dezvoltă argile cu intercalații nisipoase cu *Orbulina universa* considerate ca baza tortonianului. Prezența genului *Orbulina* și în nisipurile marnoase de sub tortonianul tipic a determinat pe S. C. S o c i n (7) să discute și aici limita helvețian-tortonian. Plecînd de la considerentul că această limită cronologică a fost trasată la o schimbare de facies și că între helvețianul tipic (molasa de Berna) și tortonianul tipic (argilele de la St. Agata Fossili) există un interval de timp, autorul propune trasarea limitei acolo unde apare în masă genul *Orbulina* (zona cu *Orbulina*).

În țara noastră limita helvețian-tortonian s-a propus în mod convențional (6) la nivelul marnelor tufacee cu globigerine (în Subcarpați)

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 1 p. 213—216 București 1964

sau la tuful de Dej (Transilvania). Corespunzător acestui nivel, în Subcarpați, a fost separată zona micropaleontologică „HT" (5) atribuită tortonianului inferior în care predomină speciile : *Globigerina bulloides* d'Orb., *Candorbulina universa* Jedl. (= *Orbulina suturalis* Bronn.), *O. universa* d'Orb. etc.

Într-o lucrare mai recentă (8) N. Șuraru citează printre alte specii prezența orbulinelor într-o succesiune de marne, marne tufacee sau tufuri din împrejurimile Clujului, care sînt transgresive pe depozite eocene. Autorul consideră aceste depozite ca echivalente ale tufului de Dej. În microfauna provenită din acest loc, autorul a separat aproape toate speciile din bioseriile date de W. H. Blow (1) pentru genurile *Orbulina* și *Biorbulina*.

Studiile micropaleontologice executate pe probe colectate de către Gr. Pop și de noi de pe valea Satului la N—NE de comuna Vultureni (r. Gherla) au dat rezultate interesante. Probele au fost luate din partea superioară a stratelor de Hida pe o grosime stratigrafică de 125—150 m, din marne cenușii-negricioase nisipoase slab micafere cu unele intercalații nisipoase și din nisipurile cu concrețiuni gresoase care constituie partea terminală a stratelor de Hida (fig. 1).

Prin studiul probelor din cuprinsul marnelor cenușii-negricioase au fost surprinse două nivele microfosilifere recunoscute și în teren.

Aceste nivele au grosimi de aproximativ 15 cm fiecare — reprezentînd concentrații mari de foraminifere, identice cu cele care se întîlnesc în marnele din baza complexului tufului de Dej sau în intercalațiile marnoase din acesta. Microfauna este constituită în întregime din foraminifere planctonice (*Orbulinidae* syn. *Globigerinidae*). Ea arată o mare bogăție de indivizi dar puține specii dintre care, în ordinea frecvenței, citățm : *Candorbulina universa* Jedl., *Orbulina universa* d'Orb., *Globigerinoides bisphaerica* Todd., *Biorbulina bilobata* d'Orb., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinoides triloba* (Reuss). Spre partea superioară a nisipurilor cu concrețiuni gresoase, care stau deasupra marnelor cenușii-negricioase, se întîlnesc diseminate rare forme de orbuline.

De asemenea, semnalăm faptul că studiul unei probe colectate din valea Oltului la Malu-Alb (Rm.-Vîlcea) luată de la aproximativ 60—80 m de sub tuful cu globigerine, din complexul cenușiu cu ostracode, a pus în evidență prezența unui nivel cu orbuline. Asociația de foraminifere întîlnită aici este asemănătoare cu cea din cuprinsul stratelor de Hida sau din complexul tufului de Dej. Remarcăm faptul că aici formele sînt de dimensiuni mici (fenomen de degenerare?) în comparație cu cele întîlnite în Transilvania.

În baza materialului faptic și conform cu datele din literatura modernă, luăm în discuție limita helvețian-tortonian în țara noastră care, pe baze micropaleontologice, ar trebui trasată acolo unde apare și se dezvoltă genul *Orbulina*. Actualmente helvețianul se separă de tortonian prin intermediul orizonturilor tufurilor care au o dezvoltare regională atît în Transilvania cît și în Subcarpați. Or, acesta nu reprezintă baza tortonianului, ci partea medie a lui. În consecință, tortonianul inferior

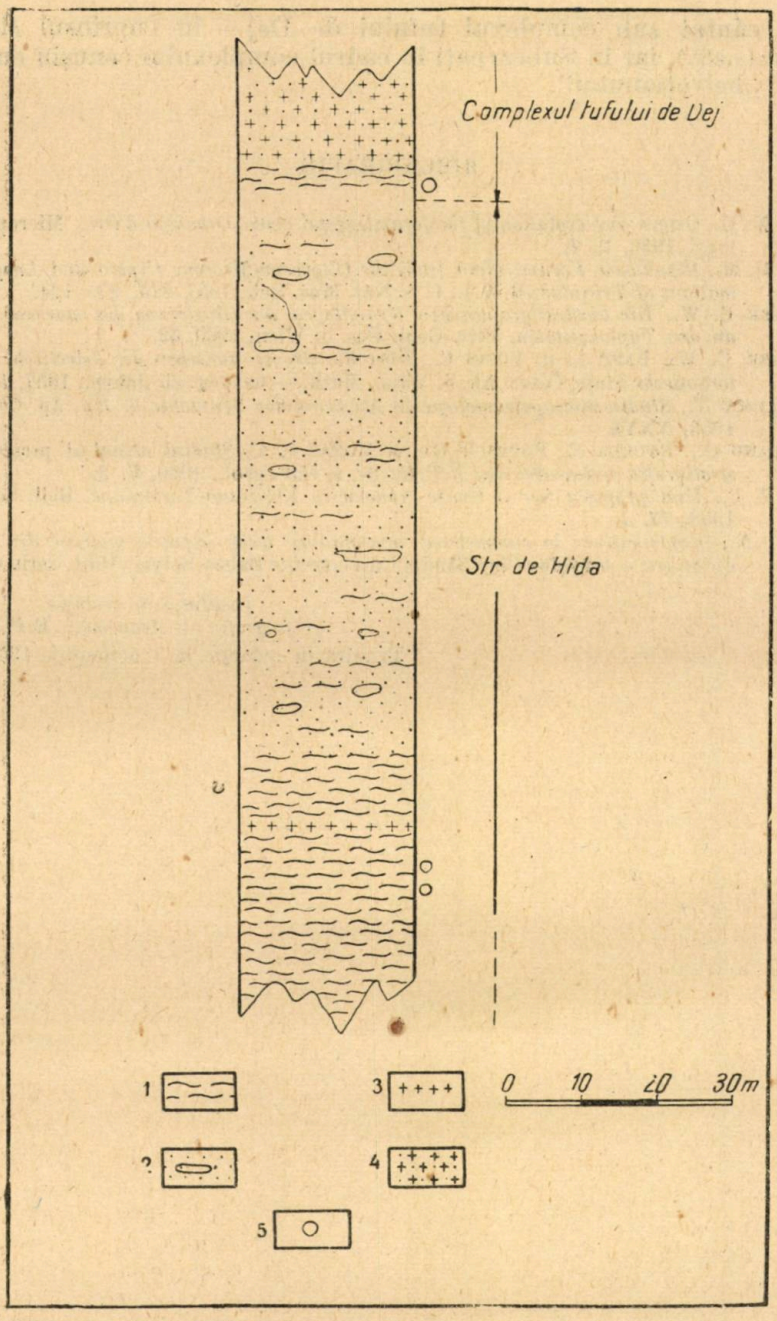


Fig. 1. — Coloana litologică a părții terminale a stratelor de Hida.

1, Marne; *2*, nisipuri cu concrețiuni gresoase; *3*, tufuri; *4*, gresii tufacee; *5*, nivele cu *Orbulina*.

trebuie căutat sub complexul tufului de Dej — în cuprinsul stratelor de Hida (*s.str.*), iar în Subcarpați în cadrul complexului cenușiu cu ostracode al „helveţianului".

BIBLIOGRAFIE

1. Blow W. H., *Origin and evolution of the foraminiferal genus Orbulina d'Orb.*, Micropaleontology, 1956, **2**, *1*.
2. Bolli H. M., *Planktonic Foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua Formations of Trinidad*, B.W.I., U.S. Nat. Mus. Bul., 1957, *215*, 97—124.
3. Drooger C. W., *Die biostratigraphischen Grundlagen der Gliederung des marinen Neogens an den Typlokalitäten*, Mitt. Geol. Ges. in Wien, 1960, **52**.
4. Drooger C. W., Papp A. u. Socin C., *Über die Grenze zwischen die helvetische und die tortonische Stufe*, Öster. Ak. d. Wiss., Math. — naturw. cl.-Jahrb., 1957, *1*.
5. Iorgulescu T., *Studiu micropaleontologic în Miocenul din Muntenia de Est*, An. Com. geol., 1953, **XXVI**.
6. Murgeanu G., Saulea E., Popescu Gr. şi Motaş C. I., *Stadiul actual al problemelor de stratigrafia terţiarului din R.P.R.*, St. şi cerc. geol., 1960, **V**, *2*.
7. Socin S. C., *Una proposta per il limite cronologico Elveziano-Tortoniano*, Boll. Soc. Geol., 1958, **77**, *1*.
8. Şuraru N., *Contribuţiuni la cunoaşterea microfaunei unor depozite miocene din imediata apropiere a oraşului Cluj*, Studia Universitatis Babeş-Bolyai, 1961, seria a II-a, *1*.

Institutul de geologie
şi geografie al Academiei R.P.R.
Primită în redacţie la 1 octombrie 1963.

ASUPRA PREZENȚEI UNOR RADIOLARI DIN FAMILIA *CHALLENGERIDAE* (ORD. *PHAEODARIA*) ÎN TORTONIANUL DIN SUBCARPAȚI

DE

PAULIAN DUMITRICĂ

55(05)

Orizontul șisturilor cu radiolari, separat în tortonianul din Subcarpații Munteniei, cuprinde o asociație extrem de bogată de radiolari din grupele *Spumellaria* și *Nassellaria*.

Cercetările întreprinse în ultimii ani de noi asupra acestei faune ne-au procurat o serie de date interesante. În nota de față ne vom referi numai la prezența unor testuri destul de bine conservate, raportate aproape în întregime la o singură specie a ordinului *Phaeodaria*.

Pînă acum, dintre toate ordinele de radiolari stabilite pentru tipurile actuale, în stare fosilă nu se cunoșteau decît două: *Spumellaria* și *Nassellaria*. În ceea ce privește ordinul *Phaeodaria* nu exista nici un document sigur relativ la prezența vreunor resturi fosile.

Se cunosc totuși o serie de mențiuni referitoare la pheodari fosili. Este necesar de precizat însă că cele apărute pînă la începutul secolului al XX-lea se refereau la silicoflagellidee; chiar și cele cîteva mențiuni ulterioare s-au dovedit mai tîrziu a fi eronate.

Astfel, așa-zișii pheodari găsiți de Sujkowski în carboniferul din R.P. Polonă aparțin, după cum a demonstrat G. Deflandre, unui ordin fosil de radiolari (*Albaillellidea* Defl., 1953), iar *Cannosphaeropsis* Wetzel, pe care A. S. Campbell în 1954 îl mai considera încă pheodar, aparține hystricospheridelor.

O ultimă mențiune se întîlnește într-o lucrare recentă a lui E. A. Pessagno (5), care, fără a da vreo explicație, a raportat la două genuri de pheodari — *Aulophacus* și *Aulonia* — trei specii din cretacicul superior, descrise cu rezervă de către Withe[1] ca *Baculogypsina*. Este cert că acestea reprezintă radiolari și nu foraminifere, dar raportarea

[1] Withe, J. Pal., 1928, 2, 4, p. 305—306, pl. 41, fig. 9—13.

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 1 p. 217—222 București 1964

lor la genuri ale ordinului *Phaeodaria* comportă o serie de riscuri în lipsa unei observări detaliate a structurii rețelei scheletice [2].

Un material asemănător ca formă și structură, pe care-l deținem din depozite de aceeași vîrstă, nu posedă elemente scheletice canaliculate caracteristice pentru ordinul *Phaeodaria*.

Explicația lipsei în stare fosilă a pheodarilor a fost dată încă de E. Haeckel ((4), p. 1537), care a arătat că aceștia au un schelet de

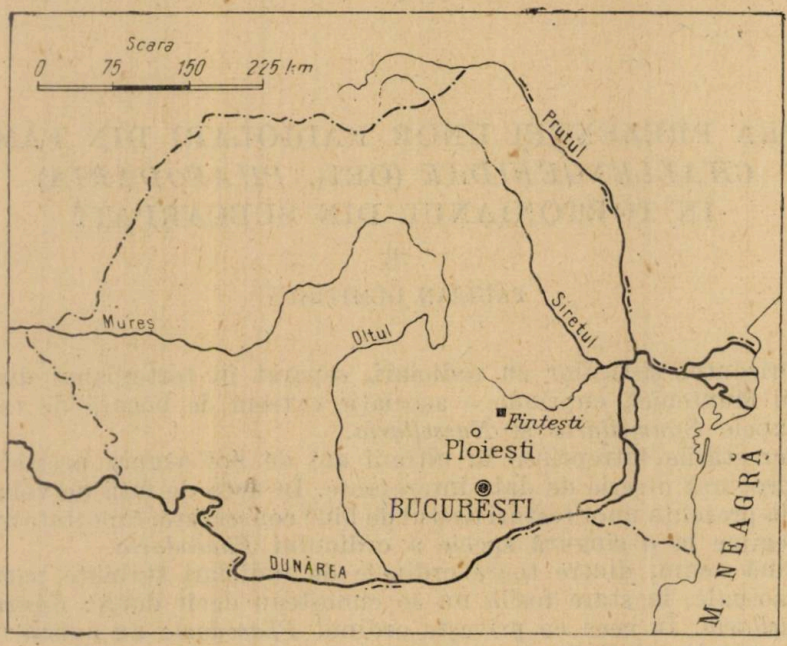


Fig. 1. — Localizarea punctului cu *Protocystis? deflandrei* n. sp.

o compoziție specială, diferită de a celorlalte ordine de radiolari. Se consideră că în scheletul lor canaliculat iau parte substanțe organice, uneori silicați organici (?). Haeckel a presupus totuși că un mic grup, la care scheletul pare a fi compus din silice pură, ca la *Spumellaria* și *Nassellaria*, poate fi găsit în stare fosilă.

Pheodarii găsiți de noi provin dintr-un nivel subțire de marne cenușii vărgate, dure, din orizontul șisturilor cu radiolari, care aflorează la nord de localitatea Fințești (10 km nord de Mizil) (fig. 1). Roca fiind destul de tare, testurile de radiolari au fost obținute în urma tratării cu HCl. În reziduul foarte bogat în *Spumellaria* și *Nassellaria* pheodarii sînt foarte rari. S-au putut recolta totuși circa 100 de exemplare aparținînd probabil la o singură specie, a genului *Protocystis*.

[2] Cu totul recent, E. A. Pessagno (*Upper Cretaceous radiolaria from Puerto Rico*, Micropaleontology, 1963, **9**, 2) revine asupra lor și le scoate din grupul *Phaeodaria*.

Protocystis ? deflandrei n. sp.

Diagnoză. Test lenticular-oval, umflat în zona centrală, prevăzut cu un mic spin apical canaliculat și cu un peristom lat care înconjură din trei părți deschiderea bucală de forma unei fante.

Descriere. Starea de conservare a exemplarelor este foarte bună cu excepția peristomului, care nu se conservă niciodată în întregime sau chiar lipsește. Acest fapt se poate datora fie fragilității sale, fie unei compoziții puțin diferite de restul testului, care, după cît se pare, este constituit din silice pură.

La multe exemplare, partea dorsală a peristomului păstrează un mic pilier în dreptul căruia cele două părți laterale ale sale se unesc. Peretele fin al peristomului diferă total ca structură de peretele cochiliei propriu-zise și pare străbătut de mici pori dispuși des și neregulat (pl. I, fig. 2), așa cum se observă și la challengeridele actuale.

Micul spin apical, ce caracterizează specia, lipsește la un singur exemplar (pl. II, fig. 12) care ar putea să constituie o altă specie. Lipsa unui material mai bogat din acest tip nu ne-a permis să ne pronunțăm încă asupra acestuia.

Peretele silicios al cochiliei propriu-zise are, ca la toate challengeridele, o structură diatomeană. În secțiune transversală, pe traseul fiecărui por există o cavitate intraparietală ovală (pl. II, fig. 16) ce comunică cu interiorul cochiliei printr-un canal foarte îngust iar la exterior se deschide într-o depresiune semisferică. Aceste mici depresiuni superficiale cu contur circular sînt limitate de rame exagonale rezultate din unirea crestelor despărțitoare (pl. II, fig. 15).

Dimensiunile cochiliei variază după cum urmează :

— înălțimea (fără spin și peristom) : 0,12—0,2 mm ;

— lățimea, considerată dorso-ventral : 0,10—0,175 mm ;

— grosimea pe linia de maximă convexitate : aproximativ jumătate din înălțime ;

— alungirea $\frac{\text{înălțimea}}{\text{lățime}}$: 1,12—1,25.

Holotip : pl. I, fig. 2 ; L.P.B., nr. 5 204.

Paratip : pl. I, fig. 3—10 ; pl. II, fig. 11, 13 și 14 ; L.P.B., nr. 5 205.

Derivatio nomini : numele speciei este dat în cinstea prof. G. Deflandre ca omagiu pentru deosebita sa contribuție adusă studiului radiolarilor fosili.

Diagnose. Test lenticulaire-ovalaire avec zone centrale renflée ; petite épine apicale canaliculée et large péristome embrassant de trois parts l'aperture buccale en forme de fente.

Description. Très bon état de conservation à l'exception du péristome ne se conservant jamais en entier ou même faisant défaut, soit à cause de sa fragilité, soit à celle d'une composition différente de celle du reste de la coquille, qui paraît être en silice pure. Chez beaucoup d'exemplaires, la partie dorsale du péristome présente un petit pilier vers lequel se réunissent ses deux parties latérales. La paroi fine du péristome, comme chez les Challengérides actuelles, diffère totalement comme structure de celle de la coquille proprement-dite ; elle paraît être traversée de petits pores très serrés, disposés irrégulièrement (pl. I, fig. 2). La paroi siliceuse de la coquille proprement-dite a, comme toutes Challengérides, la structure diatoméenne. Chaque

PLANȘA I

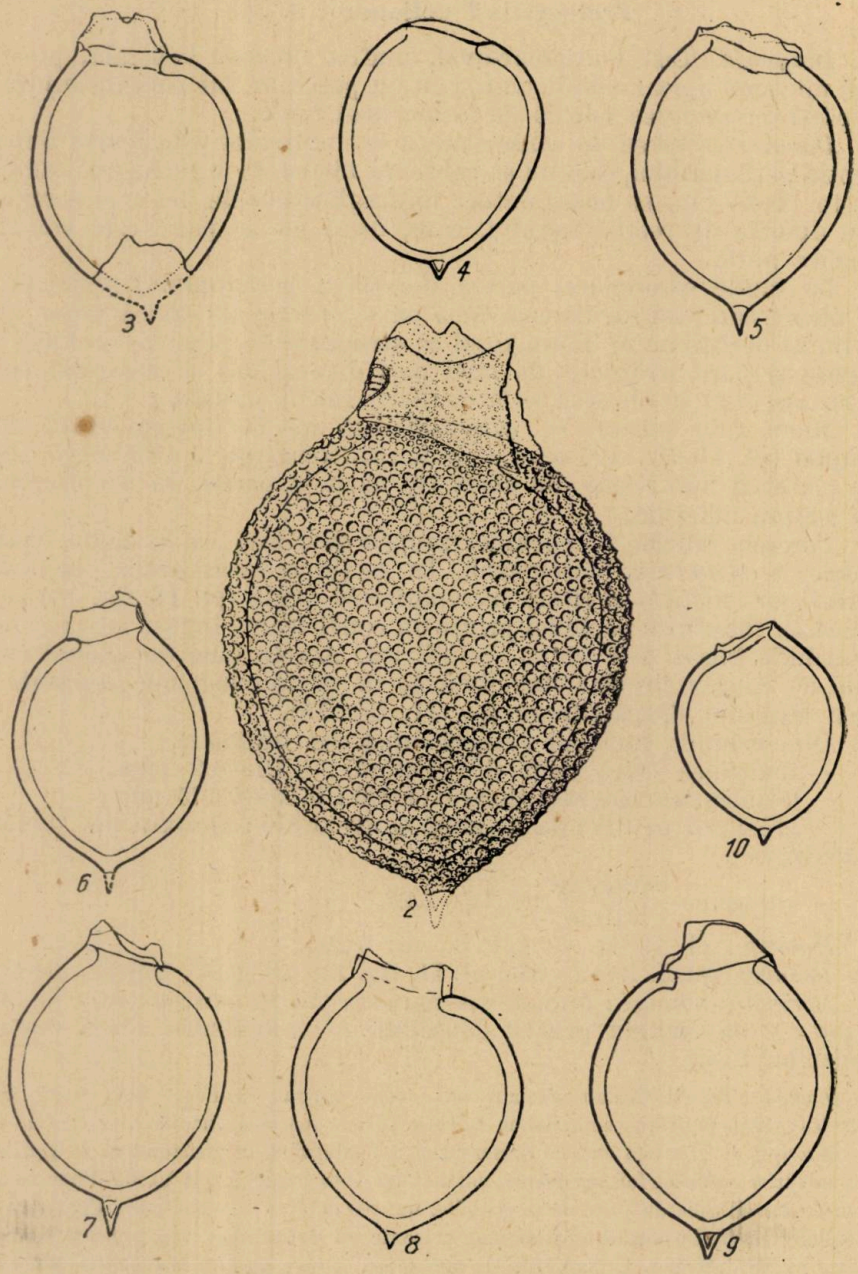
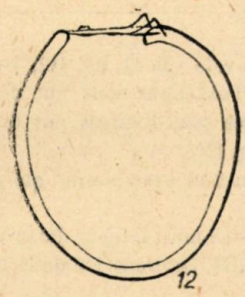
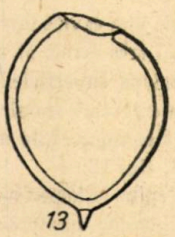
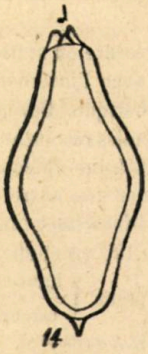
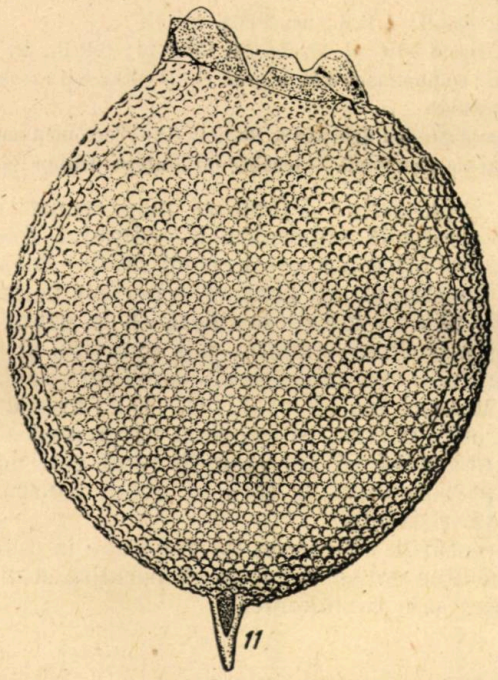


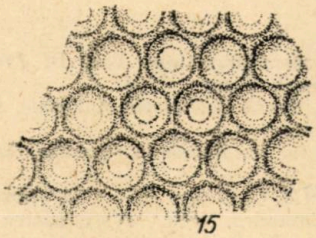
Fig. 2. — *Protocystis? deflandrei* n. sp. Holotip; col. L.P.B., nr. 5 204 (× 540).
Fig. 3—10. — *Protocystis ? deflandrei* n.sp.; diferite stadii de conservare a peristomului. Paratipi; col. L.P.B., nr. 5 205 (× 200).











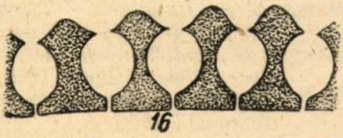


Fig. 11. — *Protocystis ? deflandrei* n.sp. Paratip; L.P.B., nr. 5 205 (× 430).
Fig. 12. — *Protocystis?* cf. *deflandrei* n.sp.; lipsit de spin apical (× 310).
Fig. 13. — *Protocystis ? deflandrei* n.sp.; lipsit de peristom. Paratip; col. L.P.B., nr. 5 205 (× 200).
Fig. 14. — *Protocystis ? deflandrei* n.sp.; vedere dorsală. Paratip; col. L.P.B., nr. 5 205 (× 200).
Fig. 15. — *Protocystis? deflandrei* n.sp.; ornamentația suprafeței (× 2 000).
Fig. 16. — *Protocystis? deflandrei* n.sp.; secțiune în peretele testului (× 2 000).

pore présente en section transversale une cavité intrapariétale ovale (pl. II, fig. 16), communiquant avec l'intérieur par un canal très étroit et s'ouvrant à l'extérieur dans une dépression hémisphérique. Ces petites dépressions superficielles circulaires sont limitées par des rames hexagonales résultant de l'union des crêtes séparatrices (pl. II, fig. 15).

L'épine apicale est petite et conique. Elle manque à un seul exemplaire, qui pourrait constituer une autre espèce (pl. II, fig. 12).

Dimensions : hauteur (sans l'épine et le péristome), 0,12—0,2 mm ; largeur dorso-ventrale, 0,10—0,175 mm ; épaisseur sur la ligne de maximum de convexité, environs 1/2 de la hauteur ; allongement $\left(\frac{\text{hauteur}}{\text{largeur}}\right)$, 1, 12—1,25.

Holotype : pl. I, fig. 2 ; L.P.B., nr. 5 204.

Paratype : pl. I, fig. 3—10 ; pl. II, fig. 11, 13 et 14 ; L.P.B., nr. 5 205.

Derivatio nomini : en hommage à M. le prof. G. Deflandre de Paris, éminent spécialiste en Radiolaires fossiles.

Provenance : complexe des Schistes à Radiolaires—Tortonien supérieur — de la zone des plis diapirs de la Munténie-Roumanie — localité de Finţeşti, région de Ploieşti.

Observaţii : *Protocystis ? deflandrei* n.sp. constituie prima şi pînă acum singura specie fosilă cunoscută a ordinului *Phaeodaria*.

Apartenenţa generică a acestei specii rămîne încă de discutat deoarece exemplarele noastre nu au conservat perfect peristomul.

Deoarece V. Haecker consideră că la genul *Protocystis*, caracterizat în general prin lipsa spinilor, pot aparţine şi exemplare cu unul sau doi spini marginali, considerăm deocamdată specia noastră ca aparţinînd acestuia. Menţionăm că prof. G. Deflandre, care a văzut o parte din materialul nostru, îşi exprimă părerea că s-ar putea ca specia descrisă în prezenta notă să corespundă unui gen nou. Starea proastă de conservare a peristomului ne face să avem pentru moment oarecare rezerve în această privinţă.

Poate că cercetările ulterioare ne vor pune la dispoziţie un material cu peristomul mai bine conservat care să permită stabilirea cu mai mare siguranţă a poziţiei sale taxonomice.

BIBLIOGRAFIE

1. Campbell A. S., *Radiolaria — Treatise on Invertebrate Paleontology*. Part D. *Protista*. 3. *Protozoa (Chiefly Radiolaria and Tintinnina)*, Kansas, 1954.
2. Deflandre G., *Radiolaires fossiles*, in Grassé P. P., *Traité de Zoologie, Anatomie, Systematique, Biologie*, Paris, 1953, **1**, 2.
3. — *A propos du développement des recherches sur les Radiolaires fossiles*, Revue de Micropal., 1960, *4*.
4. Haeckel E., *Report on the Radiolaria collected by H.M.S. Challenger during the years 1873—1876*, Rept Sci. Res. Voyage. Zool., Edinburg, 1887, **XVIII**, partea a II-a.
5. Pessagno E. A., *The Upper Cretaceous stratigraphy and micropaleontology of South-Central Puerto-Rico*, Micropaleontology, 1962, **8**, *3*.

Institutul de geologie şi geografie al Academiei R.P.R.
Primită în redacţie la 26 iunie 1963.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA ACTIVITĂȚII VULCANICE DIN BAZINUL BORODULUI

I. POSIBILITATEA EXISTENȚEI UNOR APARATE VULCANICE

DE

RĂZVAN GIVULESCU

55(05)

Cercetările geologice pe care le-am întreprins în sedimentarul bazinului Borodului, între Corniţel şi Aleşd (4) au stabilit că bazinul studiat este alcătuit din depozite sarmaţiene, ponţiene inferioare şi superioare şi pliocene superioare. Toate formaţiunile amintite cuprind cinerite, avînd grosimi foarte variate. În cîteva puncte, modul de apariţie pe teren al acestor cinerite ne-ar îndreptăţi să bănuim că nu ar fi vorba de simple intercalaţii, ci că ne-am afla în faţa resturilor unor aparate vulcanice. Considerăm, pe baza situaţiei geologice şi a studiului microscopic, că am putea pune problema existenţei unor astfel de aparate în următoarele puncte din bazin (fig. 1):

a) pe creasta dealului dintre valea Mîşca şi valea Băiţa în Borod;

b) în pîrîul Lisiei în Corniţel;

c) în punctul „Gropi" din Valea-Neagră.

a) În dealul dintre valea Mîşca şi valea Băiţa în Borod găsim următoarea situaţie:

Dealul, orientat nord-sud, reprezintă o culme cu înălţimea maximă de 477 m, alcătuită pe o grosime de aproape 80 m dintr-un complex de pietrişuri şi nisipuri transgresive şi discordante peste depozitele sarmaţiene inferioare din firul văii Băiţa, ca şi peste cele ponţiene inferioare din cimitirul comunei Borod. Pietrişul în cauză este alcătuit preponderent din fragmente nerulate de şisturi cristaline, din cuarţuri, mai puţin din riolite şi gresii feruginoase. Cu altă ocazie (4) am atribuit acestui complex o vîrstă pliocen superioară — eventual chiar cuaternar inferioară.

Între curbele de nivel de 400 şi 420 m, în porţiunea lor dinspre sud, apare la suprafaţă un material cineritic într-un singur afloriment de formă ovală. Considerăm că nu poate fi vorba de o intercalaţie stratiformă sau

St. şi cerc. geol. geofiz. şi geogr. Seria geologie t. 9 nr. 1 p. 223–228 Bucureşti 1964

lentiformă de cinerite în pietrişuri, deoarece aceasta, fiind prin definiţie orizontală, s-ar continua pe curba de nivel de 400 m în jurul mamelonului de 420 m. Or, ele nu apar nicăieri, aflorimentul cineritic fiind înconjurat distinct de jur împrejur de pietrişuri. Mai mult, o tranşee, săpată la nord de aflorimentul de cinerite, adîncă de aproape 2 m a străbătut numai pietrişuri şi nu a întîlnit cineritele. Din cele expuse am putea trage concluzia că ne găsim în faţa unei străpungeri şi dacă cineritele respective nu aflorează pe orizontală, este pentru că ele nu se continuă orizontal dincolo de aflorimentul amintit, ci se continuă vertical, „străpungînd" formaţiunile care alcătuiesc culmea respectivă (fig. 2 şi 3).

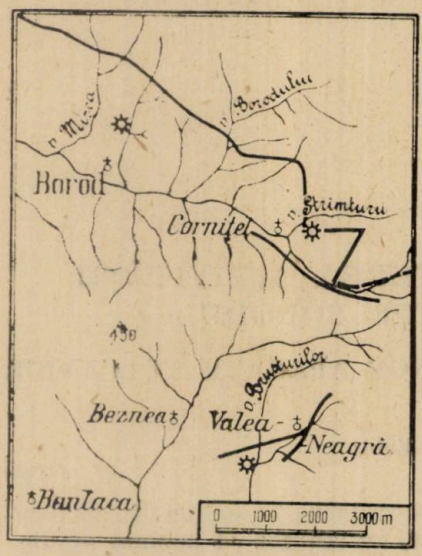


Fig. 1. — Situaţia geografică a celor trei aparate eruptive. Cerc dinţat = aparat eruptiv; linie groasă = falia marginală a bazinului şi falii în neogenul bazinului.

Descrierea aflorimentului: ovalul amintit este de formă neregulată (40—50/20 — 25 m), înconjurat de jur împrejur de pietrişuri de care se delimitează net. Pe două din marginile lui se delimitează o zonă de 1 şi 3 m formată dintr-o brecie grosieră, poligenă, cu elemente pînă la 1 cm diametru, de culoare verzuie. În rest găsim un cinerit cenuşiu-verzui, uneori feruginos, mai mult sau mai puţin fin, cu multă biotită, cu masa fundamentală uşor caolinizată. La microscop, brecia de pe margine se arată a fi un tufit în timp ce cineritul din mijloc prezintă caracterele unui cinerit tipic (fig. 4).

Descrierea cineritului: rocă cu textură cineritică tipică, cu masa fundamentală alcătuită dintr-o pastă vitroasă de culoare verzuie, bogată în sfărîmături de sticlă vulcanică de

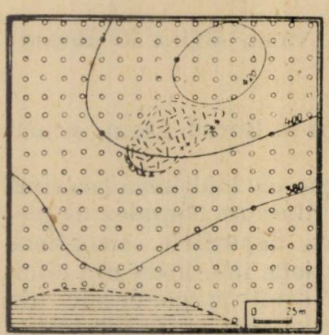


Fig. 2. — Schiţă geologică a aparatului eruptiv din Borod şi a regiunii înconjurătoare. Linii orizontale = ponţian inferior; cerculeţe = pliocen superior; linii neregulate = cinerite; cruciuliţe = brecie.

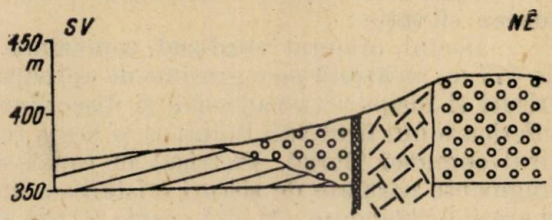
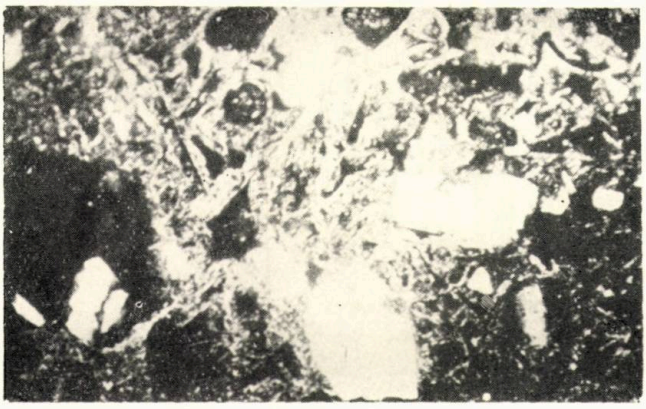


Fig. 3. — Profil geologic prin culmea dintre valea Mîşca şi valea Băiţa arătînd raporturile probabile ale aparatului eruptiv cu rocile din jur. Linii oblice = ponţian inferior; cerculeţe = pliocen superior; linii neregulate = umplutura cineritică a coşului; cruciuliţe = brecii.

a



b

Fig. 4, *a* și *b*. — Cinerit din aparatul eruptiv din Borod (măr. 50 ×). În stînga fotografiei se observă o granulă mare de ponce fluidală (*a*, N ||; *b*, N +).

dimensiuni submicroscopice. Ea cuprinde : fragmente de lavă de dimensiuni mari, bogate în vacuole, cu textura net fluidală, în majoritate puternic zdrențuite ; feldspați în cristale idiomorfe, cu clivaj vizibil, în macle polisintetice sau zonare care reprezintă un oligoclaz-andezin cu 30 — 34% An ; biotită rară, în fragmente mici a căror culoare variază de la verde-gălbui la verde-măsliniu ; cuarț rar care prezintă granule rotunjite sau angulare. Dimensiunile elementelor variază astfel : lava de la 0,33 × 0,18 la 2,72 × 2,24 mm, feldspatul de la 0,22 × 0,09 la 1,20 × 0,64 mm, cuarțul 0,18 — 0,46 — 0,62 mm.

Deși ne lipsește o analiză chimică, putem totuși admite cu multă probabilitate că avem de-a face cu un cinerit provenit dintr-o lavă de natură dacitică.

Descrierea tufitului : rocă formată dintr-o masă caolinoasă, foarte cloritoasă, bogată în material detritic epi- și piroclastic. Materialul piroclastic este reprezentat prin cuarț, feldspați potasici, dar mai ales calco-sodici și sticlă devitrificată, în timp ce materialul epiclastic este reprezentat prin cuarțite. Secundar apare pirită și clorită. Rar mai apar aglomerări de natură limonitică. Dimensiuni : cuarț de la 0,11 × 0,12 la 0,40 × 1,22 mm, feldspat de la 2,27 × 0,20 la 0,37 × 0,27 mm, sticla în jur de 0,30 mm.

Subliniem ca un argument important în sprijinul originii locale a cineritului mărimea granulelor componente.

Sintetizînd datele expuse, respectiv : prezența cineritului, probabila lui prelungire înspre adîncime, pe verticală, mărimea granulelor ce-l alcătuiesc, ajungem la concluzia că ne găsim, foarte probabil, în fața resturilor unui aparat vulcanic. Dintre formele și aparatele vulcanice care s-ar încadra cel mai bine în datele expuse trebuie să considerăm, fără îndoială, „neckurile". Definițiile date de Fr. v. Wolff, X. Schaffer, G. D. Asghirei, precum și punctul de vedere al lui H. Cloos corespund întru totul cu datele noastre de teren. Avem de-a face cu un „tuffneck", cu un coș de explozie umplut cu material cineritic, respectiv cu propriul său produs.

Deși prezența faliilor nu ar fi, după Fr. v. Wolff, o condiție obligatorie pentru nașterea unui neck, considerăm totuși că prezența în apropiere a faliei marginale a bazinului a favorizat în acest caz apariția lui.

b) Pîrîul Lisiei din Cornițel reprezintă un afluent pe stînga al văii Strîmturii de care este despărțit printr-o culme joasă. Din punct de vedere geologic, ne găsim în domeniul a două unități : în sud bazinul neogen al Borodului și în nord, mezozoicul și riolitele din Munții Rezului. Cele două unități se întîlnesc în lungul unei falii orientată V—E, care se poate urmări pe culmea ce desparte cele două văi.

Aflorimentul de cinerite (fig. 5) apare într-un complex de pietrișuri identic celui din Borod pe la mijlocul pîrîului Lisiei, cineritele prelungindu-se în sus pînă pe culmea dealului (fig. 6).

Datele de teren arată aici că cineritele străpung pietrișurile în cauză. Acest fapt apare clar deoarece în pietrișurile orizontale, aflorimentul de cinerite se poate urmări atît pe înălțime (17 — 20 m) cît și pe lățime (120 — 145 m), el fiind delimitat net de pietrișuri.

Descrierea aflorimentului: cineritele apar atît în partea superioară a pîrîului Lisiei, cît şi pe culmea din dreapta pîrîului, între curbele de nivel de 400 şi 420 m. În plan, forma aflorimentului este aceea a unei elipse neregulate, înconjurată din toate părţile de pietrişuri, limita nefiind în

Fig. 5. — Aflorimentul de cinerite din pîrîul Lisiei (alb, în primul plan, între săgeţi). Dealul din al doilea plan: calcare triasice şi riolite.

toate punctele suficient de netă. Materialul care formează aflorimentul este constituit în majoritate dintr-un cinerit fin, alb-cenuşiu. În partea de V şi cea de S, respectiv marginal, materialul este ceva mai grosier şi formează un microaglomerat vulcanic în care elementele componente (cuarţ şi biotită) se disting bine cu ochiul liber.

Descrierea microaglomeratului: rocă cu textură cineritică, prezentînd o masă fundamentală formată dintr-o mare cantitate de sfărîmături de sticlă ce se întreţes cu paiete minuscule de epidot, sfărîmături de cuarţ şi granule mărunte de magnetită. În această masă găsim înglobate granule mari de (în ordinea frecvenţei): sticlă izotropă, de dimensiuni mari în ţăndări sau aşchii, în formă de bastonaşe drepte sau curbe, eventual ramificate, cu dimensiuni de la 0,9 × 0,09 la 0,46 × 0,20 mm; lavă izotropă pînă la 1,28 × 1,02 mm, în fragmente zdrenţuite şi alungite, cu textura fluidală, uneori foarte bogată în vacuole umplute secundar cu calcedonie; cuarţ în granule colţuroase, adesea cu extincţie ondulatorie şi de dimensiuni mici; feldspat calcosodic maclat polisintetic sau zonat, în indivizi idiomorfi sau granule xenomorfe, colţuroase; este un oligoclaz cu 27% An. Dimensiuni, de la 0,09 × 0,12 pînă la 0,46 × 0,27 mm. Rar mai apare magnetită idiomorfă, paiete de biotită, sferule de calcedonie şi granule alungite de cuarţite micacee. Roca prezintă vacuole numeroase, care sînt căptuşite pe dinăuntru cu o zonă de silice criptocristalină.

În ceea ce priveşte cineritul, găsim de asemenea, într-o masă fundamentală, bogată în fragmente de sticlă, granule mari de lavă, de sticlă, de cuarţ, feldspat potasic şi calcosodic, biotită şi clorită, totul apărînd sub formă de granule xenomorfe sau de ţăndări ori aşchii.

Ca și în cazul precedent, sîntem în prezența unei cenușe provenite foarte probabil din pulverizarea unei lave de natură dacitică. Ca formă de aparat vulcanic avem de-a face tot cu un neck cineritic situat chiar pe falia marginală a bazinului, într-o regiune unde vulcanismul riolitic post-cretacic-anteneogen a fost destul de activ.

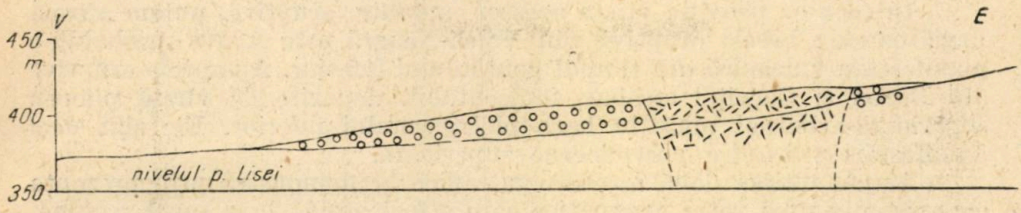


Fig. 6. — Profil geologic în lungul pîrîului Lisiei arătînd raporturile probabile dintre aparatul eruptiv și pliocenul superior. Cerculețe = pliocen superior; linii neregulate = umplutura cineritică a coșului.

c) Punctul „Gropi" din Valea-Neagră este situat pe dreapta văii Negruții în avale de confluența cu valea Brusturilor. Regiunea este acoperită complet de depozitele ponțianului inferior. O galerie de mină care a fost săpată în acest punct, după ce a străbătut depozite ponțiene, alternînd cu cinerite, la 22 — 25 m adîncime a străbătut o marnă tufacee și din aceasta a trecut într-o brecie eruptivă. Aceasta este formată din bucăți de marnă coaptă, de mărimea unei nuci, cimentate cu material cineritic grosolan, ce cuprinde chiar și mici granule de rocă eruptivă. Este vorba de un cinerit psamitic bogat în amfibol și piroxen, cu labrador (60—70 %An). Materialul cineritic indică o lavă andezitică cu piroxeni și hornblendă.

Descrierea marnei tufacee: rocă dură, cu semnele evidente ale unei cornificări, ușor brecifiată, de culoare cenușie, străbătută de vinișoare și geode de calcită, cuprinzînd pe lîngă foarte numeroasele elemente negre, unele mici fragmente eruptive. Uneori poate fi ceva mai grosieră. Este foarte bogată în gasteropode de uscat. La microscop, varietatea mai grosieră ne arată o rocă sedimentară formată dintr-o masă fundamentală de natură epiclastică-pelitică, bogată în material argilos-caolinos, în care găsim înglobat material cineritic-psamitic, respectiv : feldspat calcosodic în granule idiomorfe sau hipidiomorfe cu dimensiuni de la 0,07 × 0,05 pînă la 0,33 × 0,34 mm, maclat polisintetic sau cu structura zonară, unele granule cu începuturi de caolinizare, eventual cu resorbții magmatice. Este foarte frecvent. Mai găsim amfibol, respectiv hornblendă bazaltică, în granule alungite xenomorfe cu pleocroizm puternic (în jur de 0,23 × 0,14 mm); piroxeni de tip rombic în granule xenomorfe cu relief pregnant. Magnetita este foarte numeroasă, în mod excepțional apare și calcită. Resturile organice sînt reprezentate prin fragmente sau aschii curbe, ce aparțin unor gasteropode (fig. 7).

Galeria a fost oprită în brecia eruptivă, în parte și din cauza durității ei, ceea ce ne împiedică să dăm alte date în legătură cu modul ei de apariție, grosimea și raporturile cu marna tufacee.

Indiscutabil, că atît marna tufacee cît mai ales brecia eruptivă, care apar fără nici o legătură cu sedimentarul ponțian, ne arată prezența unei activități vulcanice, respectiv considerăm că am putea vorbi de răsunetul la suprafață al unei explozii ce a avut loc mai în adîncime. Nu este exclusă nici ipoteza că am fi în prezența umpluturii breciforme a unui neck, decapitat de eroziunea ponțiană și îngropat în depozitele acestuia.

În ceea ce privește vîrsta acestor aparate eruptive, putem afirma următoarele : brecia eruptivă din Valea-Neagră este foarte probabil o manifestare vulcanică din timpul ponțianului inferior. Aparatele eruptive din Borod și Cornițel străbat, indiscutabil, depozite de vîrstă pliocen superioară-eventual pînă în baza pleistocenului inferior. Ele sînt deci manifestări vulcanice postpliocene superioare.

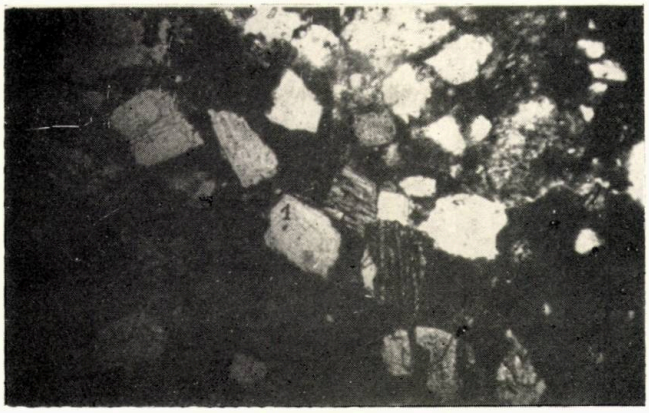
Aceste ultime două aparate vulcanice ar demonstra prin prezența lor existența unei vetre magmatice care a fost activă în această regiune, în diferite puncte și prin diferite forme, începînd cu cretacicul superior și terminînd cu pleistocenul inferior (3), (4).

BIBLIOGRAFIE

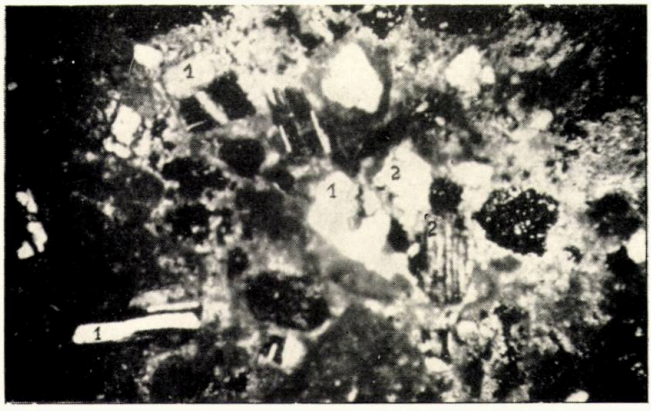
1. АСТИРЕЙ Г. Д., *Структурная геология*, Москва, 1956.
2. CLOOS H., *Einführung in die Geologie*, Berlin, 1936.
3. GIVULESCU R., *Contribuțiuni la studiul Cretacicului superior din Bazinul Borodului*, St. și cerc. șt. Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1954, **V**, *1—2*.
4. — *Cercetări geologice în Bazinul Neogen al Borodului*, St. și cerc. st. Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1957, **VIII**, *1—2*.
5. WOLFF FR. v., *Der Vulcanismus*, Stuttgart, 1914, **I, II**.

Institutul pedagogic de 3 ani, Baia-Mare.

Primită în redacție la 19 noiembrie 1963.



a



b

Fig. 7, *a* şi *b*. — Brecia eruptivă din comuna Valea-Neagră (măr. 35 ×). *1*, Granulă de labrador cu structura zonară; *2*, piroxeni (*a*, N ||; *b*, N+).

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA CUARȚITELOR SECUNDARE DIN MUNȚII GUTÎI ȘI CĂLIMANI

DE

DOINA RUSSO

55(05)

Faciesurile de metamorfism hidrotermal au constituit pînă de curînd un domeniu puțin cercetat, deși acestea au fost adesea semnalate în diferite regiuni, în special cu vulcanism terțiar.

În ultimul timp însă, astfel de cercetări au fost întreprinse în Munții Metaliferi (7) și în regiunea Baia-Mare (2)[1], scoțînd în evidență prezența unor faciesuri destul de variate și caracterul de zonalitate al acestora.

În lucrarea de față prezentăm un alt aspect al alterației hidrotermale, și anume : cuarțitele secundare[2] din regiunea Baia-Mare și din Munții Călimani, roci care n-au constituit obiectul unor studii anterioare.

★

Dintre vulcanitele terțiare cunoscute în regiunea Baia-Mare, la Capnic întîlnim :

Andezite de Seini. Ocupă o suprafață mare, avînd aspectul general cunoscut în toată regiunea. Sînt roci de culoare verde, datorită dezvoltării cu precădere a cloritului, uneori intens sericitizate, carbonatate și mai totdeauna cu pastă recristalizată.

Cuarțitele secundare de la Piatra Malnaș (Piatra Smeurișului) (fig. 1) sînt localizate în aceste andezite.

Dacitul de Șuior. Larg dezvoltat în sud-vestul regiunii, a suferit de asemenea transformări hidrotermale, care au condus uneori la formarea adularului, ca însoțitor mai tardiv al procesului de propilitizare.

[1] I. Măldărăscu și L. Bonea, *Considerații asupra zonalității procesului de alterație hidrotermală a vulcanitelor din regiunea Baia-Mare*, Comunicare TEMN, 1960 (manuscris).

[2] Cuarțitele secundare în accepțiunea actuală sînt roci formate prin procesul de metasomatoză hidrotermală care afectează de preferință roci eruptive acide și neutre, nefiind condiționate de zonele filoniene mineralizate.

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 1 p. 229–234 București 1964

Andezitele piroxenice de Ilba. Bine dezvoltate în partea nordică a regiunii Capnic, acestea sînt de obicei proaspete.

La Jereapăn, deasupra andezitelor vechi de Seini urmează o serie de tufuri pelitice, aparținînd suitei de piroclastite din prima fază de erupție, în care apar și cuarțitele secundare de la Piatra lui Totoș. Mai tinere sînt andezitele cu hornblendă și piroxen de Jereapăn.

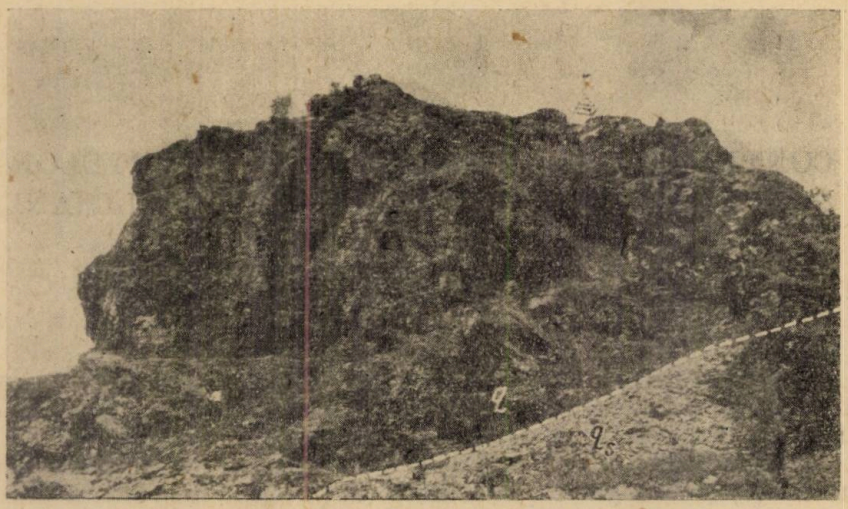


Fig. 1. — Cuarțite secundare de Piatra Malnaș (Capnic — Baia-Mare).
q. Cuarțite secundare formate dintr-un agregat de cuarț străbătute de filonașe de epidot; *qs*, cuarțite secundare cu sericit.

La Nistru, cuarțitele secundare sînt localizate în aglomeratele din Piatra Mare, care sînt asociate andezitelor de Seini.

În Munții Călimani, succesiunea în Negoiul romînesc începe cu roci andezitice cu amfiboli și piroxeni, care sînt propilitizate, mai ales la contactul cu rocile dioritice. Acestora le urmează andezitele piroxenice. Atît andezitele cît și dioritele sînt acoperite de piroclastite din ciclul II[3]. O particularitate a acestora este silificierea intensă, ce a generat cuarțitele secundare în care se găsesc și zone de puternică limonitizare, cunoscute la Negoiul romînesc.

Urmărind îndeosebi apariția cuarțitelor secundare, menționăm și alte aspecte ale alterației hidrotermale din regiunea Capnic, unde se văd clar faciesurile de care sînt legate genetic. În celelalte zone de cuarțite, vom arăta numai parageneza întîlnită, în comparație cu cele din Piatra Smeurișului (Capnic).

Se deosebesc roci propilitizate cu treceri spre faciesuri cloritizate și sericitizate și cuarțite secundare. Transformările în minerale argiloase

[3] C. Brestoiu, I. Teodoru și O. Gheruci, *Raport asupra cercetărilor geologice din Munții Călimani*, Arh. Com. geol., 1960.

însoțesc de obicei faciesurile anterioare lor, dezvoltîndu-se însă mai departe de zona cuarțitelor.

Roci propilitizate. Acest facies este caracterizat prin apariția epidotului și zoizitului, precum și a actinotului în măsură mai mică, alături de clorit, carbonați și pirită.

Uneori, pe feldspatul plagioclaz se dezvoltă adular sub forma unor rețele neregulate. Adularul mai apare și în filoane, alături de cuarț. În această regiune estică, procesul de adularizare este mai puțin caracteristic, față de cel menționat în centrul și vestul regiunii Baia-Mare (2). Sericitul se dezvoltă în special pe fisuri, care străbat vechea pseudomorfoză a adularului, după feldspatul plagioclaz.

Din analiza procentuală a frecvenței mineralelor tipomorfe menționate de D. S. Korjinski în procesul de propilitizare, reiese că faciesul epidot-cloritic predomină față de faciesul epidot-actinolitic, ceea ce ne face să presupunem că fenomenul de propilitizare a avut loc în cea mai mare parte la temperaturi mai scăzute.

Roci cloritizate. Acestea sînt destul de des întîlnite. În acest proces formarea cloritului pe seama mineralelor femice este abundentă, fiind însoțită cel mai adesea de carbonați, iar în apropierea filoanelor, se accentuează procesul de sericitizare, înlocuind cloritul.

S-au putut observa două tipuri de clorit : un penin negativ cu aspect lamelar, înlocuit mai tîrziu de sericit și carbonat, și dezvoltarea pe fisuri sau în cavitățile din pastă a unui clorit lamelar dispus radiar.

Semnalăm că tot pe seama acestor minerale s-a observat apariția iddingsitelor, în lamele fine brunii, care migrează și în pastă.

Pe seama piroxenilor se petrece fenomenul de uralitizare, care poate evolua mai departe către o hornblendă actinolitică sau chiar tremolit.

Alterarea mineralelor leucocrate începe mai tîrziu. Într-un prim stadiu, se observă formarea mineralelor caolinitice, care sînt ulterior înlocuite de clorit sau de sericit, mai ales pe direcțiile de clivaj.

Roci sericitizate. De obicei astfel de roci se întîlnesc în apropierea filoanelor. Formarea sericitului urmează altor etape în fenomenul de autometamorfism, ca de exemplu : cloritizarea, caolinizarea, propilitizarea, observîndu-se vinișoare cu sericit și în feldspații plagioclazi adularizați.

În aceste roci apar frecvent calcitul și sideroza, care se asociază sericitului.

De remarcat faptul că în feldspații sericitizați s-a întîlnit uneori și turmalină dezvoltată în snopi.

Cuarțitele secundare. Acestea pot fi recunoscute datorită aspectului caracteristic de stînci ruiniforme care rămîn în relief, față de rocile înconjurătoare.

La Piatra Smeurișului (fig. 1) roca prezintă o culoare albicioasă, avînd multe goluri. La microscop, se observă o masă cuarțitică destul de fin cristalizată, însoțită uneori de calcedonie. De asemenea, s-au observat în aceste roci fisuri umplute cu epidot și mai rar cu sericit.

Față de zona centrală în care cuarțul este însoțit numai de sfen și filonașe cu epidot, spre periferia corpului apar cuarțite cu sericit și puțin

zoizit în care se mai păstrează şi rare cristale de adular (fig. 1) cu contururi rombice.

Trecerea la andezitele propilitizate este făcută de roci în care feldspatul este complet caolinizat, fenomenul acesta fiind mai accentuat decît în celelalte zone ale andezitelor alterate.

La Piatra lui Totoş, cuarţitele sînt formate în cea mai mare parte din cuarţ, uneori asociate cu epidot goethit şi limonit.

La Piatra Mare, cuarţitele secundare nu pot fi separate în masa aglomeratelor care au suferit în totalitate o intensă silificiere, datorită uşurinţei care au prezentat-o circulaţiei soluţiilor. Parageneza constă din cuarţ, epidot şi sericit.

La Negoiul romînesc, cuarţitele au luat naştere pe un fond de piroclastite, favorizînd de asemenea circulaţia silicei, care ajunge să ocupe spaţii mari creînd o rocă aproape monominerală. Parageneza este alcătuită preponderent din cuarţ şi calcedonie; mai rar acestora li se asociază epidot şi sericit.

Caracteristica acestei zone este apariţia unor lentile de limonit şi a sulfului sub formă de cuiburi. Pe pereţii grotelor din aceste piroclastite se găsesc frecvent depuneri de limonit, hematit şi anhidrit.

POSIBILITĂŢILE DE FORMARE A CUARŢITELOR SECUNDARE

Datele de teren ca şi cele de laborator ne-au format convingerea că la Capnic cuarţitele secundare au luat naştere înaintea procesului de formare a filoanelor polimetalice, cu suita lor de transformări metasomatice. Aceasta reiese din faptul că ele apar complet independente de filoane şi sînt situate numai în andezitele de Seini care au suferit fenomene de propilitizare.

La Jereapăn şi Nistru, precum şi în Munţii Călimani acestea sînt situate în masa de piroclastite, ce aparţin tot primelor faze de erupţie, în care se observă procese de propilitizare.

Prezenţa în cuarţitele secundare a unor minerale tipomorfe procesului de propilitizare, precum şi abundenţa filonaşelor de cuarţ în masa lor indică un nou aport de silice, care ar putea fi legat de veniri ulterioare formării cuarţitelor secundare, presupuse sincrone cu procesul de propilitizare.

În sectorul Capnic (fig. 2), masa principală de cuarţite secundare de la Piatra Malnaş este constituită dintr-un agregat de cuarţ, uneori în asociaţie cu calcedonie, şi străbătută de filonaşe de epidot (fig. 2, *4*) trecînd lateral la un facies de cuarţite cu sericit (fig. 2, *5*).

Urmează apoi roci cuarţitice în care se mai disting contururile unor fenocristale de hornblendă şi feldspat caolinizat ce formează o zonă de tranziţie la andezitele de Seini propilitizate (fig. 2, *6*), în care o primă zonă este formată din faciesul epidot-cloritic cu mulţi carbonaţi iar lîngă coşurile intruse de andezit piroxenic apare faciesul epidot-actinolitic.

Prezenţa filonaşelor de epidot, pe care le-am amintit în zona Pietrei Malnaş (fig. 1, *q*), constituie aspecte identice cu cele descrise de

D. S. Korjinski (4) considerate de acest autor a fi caracteristice procesului de propilitizare, fiind formate prin procesul de metasomatism zonal de infiltrație. Fenomenul a fost desigur favorizat de breccifierea

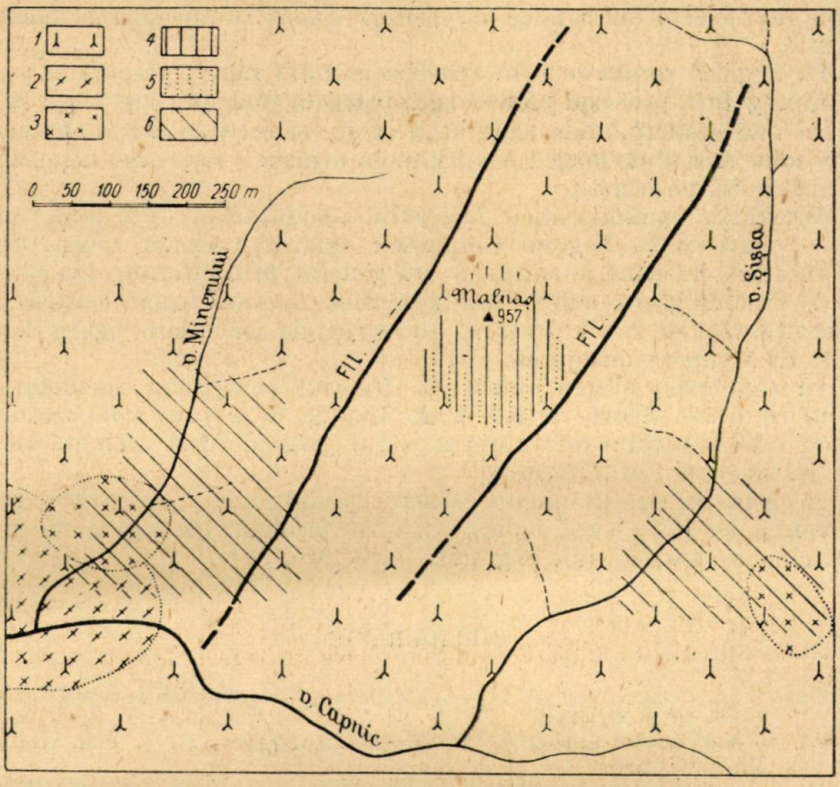


Fig. 2. — Schița dezvoltării cuarțitelor secundare de la Capnic (geologia după V. Manilici și R. Juda).

1, Andezite de Seini; *2*, dacite de Șuior; *3*, andezite de Jereapăn; *4*, cuarțite secundare de Malnaș; *5*, cuarțite secundare cu sericit; *6*, propilitizări.

andezitului, care s-a observat pe versanții Dealului Malnaș și care se accentuează spre masivul principal.

De aceea în zonele mai puțin fisurate, silicea cedează locul alcaliilor intervenind numai metasomatoza de difuzie, fenomen prin intermediul căruia pot migra aceste componente.

În andezitele de Seini propilitizate, existente la periferia faciesurilor cuarțitice, întîlnim minerale caracteristice acestui fenomen, ca urmare a transformării unor roci bogate în feldspați.

D. S. Korjinski subliniază această legătură, mai ales în zonele cu fisurare accentuată, în care soluțiile ascendente ce au provocat propilitizarea pot deveni la un moment dat capabile să dezalcalizeze rocile

înconjurătoare, determinînd apariția unor rețele de cuarț destul de dese sau chiar o zonă întreagă de cuarțite.

Comparînd cuarțitele secundare din regiunea Baia-Mare cu faciesurile menționate de N a k o v n i k (citat după (5)) observăm că ele se apropie de faciesul cuarțitelor cu sericit situat în apropierea faciesului propilitic.

În Negoiul romînesc prin apariția sulfului nativ, precum și a anhidritului în goluri, procesul pare să se fi petrecut mai spre suprafață la temperaturi mai scăzute, unde aciditatea crește și roca se dezalcalizează intens pe zone destul de largi 1,5 — 2 km, ca urmare a ușurinței de circulație a soluțiilor în piroclastite.

Mineralele caracteristice faciesului „solfatarian" (4) s-au întîlnit în mare parte și la Negoiul romînesc : opal, calcedonie, cuarț, sericit, gips, anhidrit, baritină și sulfuri ce au generat prin alterația lor cantități mari de limonit găsite sub formă de lentile. Această formă caracteristică este menționată de N a k o v n i k în cuarțitele secundare legate de complexele de temperatură joasă.

În concluzie, putem spune că faciesul cuarțitelor secundare din Negoiul romînesc diferă de cel de la Capnic doar prin temperatura de formare mai scăzută a primului ; aspectul general fiind asemănător deși rocile inițiale au fost diferite.

Această lucrare avînd un caracter preliminar ne rezervăm dreptul să revenim cu date suplimentare asupra problemelor legate de geneza cuarțitelor secundare din regiunile cercetate.

BIBLIOGRAFIE

1. Dimitrescu R., *Cercetări geologice în regiunea Capnic, Jereapăn*, Dări de seamă Com. geol., 1950—1951, **XXXVIII**.
2. Giuscă D., *Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia-Mare*, St. și cerc. geol., 1960, **V**, *3*.
3. Hanus V., *Metasomatism hydrothermal*, International Geological Congress ; Report of the twenty-first session. Norden. Part. XVI Copenhaga, 1960.
4. Коржинский Д. С., *Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях*, Госгеолтехиздат, Москва, 1955.
5. Курек Н. Н., *Измененные околорудные породы и их поисковое значение*, Госгеолтехиздат, Москва, 1954.
6. Schwarts C., *Hydrothermal alteration*, Ec. geol., 1959, **54**, *2*.
7. Stanciu Constantina, *Contribuții la cunoașterea transformărilor hidrotermale ale rocilor andezitice*, St. și cerc. geol., 1961, **VI**, *4*.

Institutul de geologie și geografie al Academiei R.P.R.

Primită în redacție la 5 martie 1963.

NOTĂ ASUPRA ALTERAȚIEI TUFULUI DE HĂDĂRENI DE LA OCNA-MUREȘULUI

DE

G. NEACȘU

55(05)

În sîmburele anticlinalului Unirea — Ocna-Mureșului — Silvaș apare tortonianul superior, peste care se dispune, în perfectă concordanță și continuitate de sedimentare, buglovianul și sarmațianul.

Tuful de Hădăreni, datorită grosimii mari și continuității sale pe distanțe lungi, alcătuiește un orizont reper foarte util pe teren, unde asemănările litologice dintre depozitele tortoniene, sarmațiene și bugloviene creează dificultăți la orizontarea lor.

El se află la partea inferioară a buglovianului, la o distanță de 15 — 20 m de limita tortonian superior/buglovian.

Depozitele bugloviene în care se află tuful sînt alcătuite din marno-argile cenușii-vineții, uneori nisipoase, alternînd cu gresii albe-cenușii de grosimi reduse. Raportul marno-argile : gresii este de aproximativ 10 : 1. La suprafață, unele marno-argile au culori cenușii-gălbui, uneori chiar gălbui ușor roșcate și se desfac în foițe în timp ce unele intercalații de gresii au de asemenea culoare gălbuie-roșcată, dar sînt masive. Această schimbare a culorii se explică prin alterarea superficială a rocilor, în special la intercalațiile care au conținut ceva mai ridicat în sulfuri de fier, care prin oxidare au dat oxizi și hidroxizi de fier.

În tuful de Hădăreni s-a întîlnit următoarea asociație microfaunistică, determinată de V. Cosma :

Sphaeroidinella cellata Subb.
Cibicides cf. *perlucidus* Nuttal
Quinqueloculina vulgaris d'Orb.
Citherides curvatus Bosquet
Globigerina foliata Bolli

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 1 p. 235—238 București 1964

Globigerina dissimilis Cush. et Berm.
Miliolina sp.
ostracode

Tuful de Hădăreni are o grosime de 7 — 10 m. La partea inferioară este nisipos, în timp ce la partea superioară este marnos. Are o culoare cenușie-verzuie cînd este proaspăt, iar în zona superficială are o nuanță gălbuie-verzuie.

Este fin stratificat, pe fețele de stratificație apărînd frecvent sericit. Prezintă spărtură așchioasă, concoidal-așchioasă mai rar concoidală în zonele superficiale. Procesul de înmuiere decurge foarte greu. La suprafața tufului alterat în contact cu apa, se constată zone tulburi, inițial punctiforme, care treptat se măresc. Prin înmuiere se vede clar că masa argilizată alcătuiește 40 — 60%, restul fiind reziduu insolubil.

La microscop prezintă structură aleuritică la partea inferioară și aleuro-pelitică pînă la pelitică la partea superioară și textură neorientată. La partea inferioară se recunoaște structura relictă de tuf (cristaloclastică) care spre partea superioară este complet ștearsă. Prezintă următoarea compoziție mineralogică : cuarț, feldspat plagioclaz, feldspat ortoclaz, biotit cu diferite stadii de cloritizare, sericit și foarte rar granule de sticlă vulcanică. Aceste minerale și în special cuarțul prezintă fenomene clare de coroziune, ceea ce denotă că în condițiile ulterioare ele au devenit instabile, ajungîndu-se la solvirea lor. Ca minerale secundare se întîlnesc zeolit, calcedonie, opal, minerale argiloase, oxizi și hidroxizi de fier.

Tuful de Hădăreni prezintă proprietăți de adsorbție bune. Pentru acest motiv este exploatat în partea dreaptă a văii Banța, într-o zonă unde alterația este mai puternică. Din această zonă am colectat o probă din care am separat fracțiunea argiloasă pentru studiul roentgenografic.

Datorită durității și înmuierii lente, am mojarat ușor proba la umed. După înmuierea și spălarea repetată a probei cu apă distilată, pentru îndepărtarea sărurilor, am obținut fracțiunea sub 0,001 mm prin sedimentare în cilindru gradat.

Fracțiunea sub 0,001 mm a fost pusă într-un tubuleț de sticlă și supusă iradierii razelor X într-o cameră Debeye-Scherrer. Fotografierea a fost făcută de R a d u G i u ș c ă în următoarele condiții :
Iradiația Fe$K_{\alpha 1}$, Fe $K_{\alpha 2}$. Expunerea 9 ore ; 31 kW ; 120 V ; 16 mA.

Pentru intensități (I_0) s-a luat o scară cu 6 gradații :
ft = foarte tare ; t = tare ; m = mediu ; s = slab ; fs = foarte slab ; ffs = foarte foarte slab. Distanțele reticulare sînt date în kiloix (d/nkX) iar indicii fețelor (hkl) după W i n k l e r (din B r i n d l e y).

Pentru interpretarea datelor am folosit lucrările lui G. B r i n d l e y (1) și V. M i h e e v (2).

Linia d_1 = 12,452 kX este caracteristică pentru Na-montmorillonit, corespunzînd reflexului feței bazale (001).

Liniile d_3 = 4,9088 kX ; d_4 = 4,4980 kX ; d_7 = 2,8450 kX și d_{12} = 1,2928 kX sînt de asemenea caracteristice pentru montmorillonit.

Liniile d_4 = 4,4980 kX ; d_6 = 3,0109 kX ; d_8 = 2,5662 kX ; d_9 = 1,6948 kX ; d_{10} = 1,6515 kX ; d_{11} = 1,4951 kX și d_{13} = 1,2466 kX sînt comune pentru montmorillonit și zeolit.

Tabelul nr. 1

Liniile roentgenogramelor fracțiunii argiloase a tufului de Hădăreni a bentonitei de la Limba, în comparație cu datele din literatură (1), (2)

Nr. crt.	Tuf de Hădăreni bentonitizat		Bentonit Limba		Montmorillonit (Winkler)			Zeolit F.A. (Bannister)	
	d/nkX	I_0	d/nkX	I_0	d/nkX	I_0	hkl	d/nkX	I_0
1	12,452	ft	14,027	ft	9,5—20	ft	001		
2	8,1949	fs						8,11	10
3	4,9088	fs	4,8455	ffs	5,05	fs	100	4,96	2
4	4,4980	ft	4,4176	ft	4,42—	s	110		
					4,44		020		
5	4,0644							4,07	6
6	3,0109	s	3,2486	s	3,08—3,23	m	002	3,18	10
7	2,8450	fs			2,83	fs	121		
8	2,5662	ft	2,5567	t	2,54—	m	200		
					2,57		130		
9	1,6948	s	1,6926	fs	1,69	m	300	1,72	4
							150		
							222		
10	1,6515	fs			1,655	m	310	1,65	2
							142		
11	1,4951	ft	1,4967	ft	1,49	t	060	1,49	2
							213		
							024		
12	1,2928	m	1,2889	s	1,285	m	153		
							260		
13	1,2466	s	1,2458	fs	1,24	m	176	1,27	2
							261		
							214		

Liniile $d_2 = 8{,}1949$ kX și $d_5 = 4{,}0644$ kX sînt reflexe ale fețelor zeolitului.

După cum se observă fracția argiloasă a tufului de Hădăreni alterat este constituită din Na-montmorillonit în proporție de 80 — 90 % și zeolit în proporție de 10 — 20%.

În concluzie, spre partea inferioară a buglovianului de la Ocna-Mureșului se găsește tufului de Hădăreni, a cărui bentonitizare este mai intensă spre N și NV. Procesul de bentonitizare constă din transformarea unei cantități apreciabile din componenții tufului în montmorillonit și în mai mică măsură în zeolit.

Intensitatea procesului de transformare a tufului scade cu depărtarea de masivul diapir de sare, ceea ce ne face să legăm acest proces de soluțiile ulterioare diagenezei care circulau pe zona tectonizată din apropierea masivului. Transformarea tufului a avut loc deci ulterior diagenezei și în orice caz este mai nouă decît sarmațianul inferior.

BIBLIOGRAFIE

1. Brindley G., *X-ray identification and crystal structures of clay minerals*, Londra, 1951.
2. Михеев В., *Рентгенометрические определители минералов*, Москва, 1957.
3. Papiu C. V., *Petrografia rocilor sedimentare*, București, 1960.

Institutul de geologie și geografie al Academiei R.P.R.

Primită în redacție la 14 ianuarie 1964.

Revista Studii și cercetări de geologie, geofizică și geografie — Seria geologie publică lucrări cu caracter fundamental și aplicativ din domeniul stratigrafiei, paleontologiei și tectonicii, precum și din cel al mineralogiei, petrografiei, metalogeniei și geochimiei; de asemenea, sînt incluse articole de sedimentologie și de geofizică, al căror conținut prezintă implicații importante în cunoașterea formațiunilor geologice.

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugați să înainteze articolele, notele și recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schițele și hărțile vor fi executate în tuș, pe hîrtie de calc. Tabelele și ilustrațiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Figurile din planșe vor fi numerotate în continuarea celor din text. Se va evita repetarea acelorași date în text, tabele și grafice. Explicația figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face în ordinea numerelor. Numele autorilor va fi precedat de inițială. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanțelor internaționale.

Autorii au dreptul la un număr de 50 de extrase, gratuit.

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

Corespondența privind manuscrisele, schimbul de publicații etc. se va trimite pe adresa comitetului de redacție, Calea Victoriei nr. 125, București.

1965 JUN -2

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI R.P.R.

ION VELCEA, **Ţara Oaşului. Studiu de geografie fizică şi economică**, 1964, 168 p., 4 pl., 9 lei.

ION ATANASIU, **Cutremurele de pămînt din Romînia**, 1961, 196 p. + 17 pl., 13,70 lei (epuizat).

VALERIA MICALEVICH-VELCEA, **Masivul Bucegi. Studiu geomorfologic**, 1961, 152 p. + 18 pl., 17,80 lei.

GH. BOMBIŢĂ, **Contribuţii la corelarea eocenului epicontinental în R. P. Romînă**, 1963, 116 p. + 8 pl., 6,45 lei.

P. GÎŞTESCU, **Lacurile din R.P.R. — Geneză şi regim hidrologic**, 296 p. + 7 pl., 22 lei.

N. VLAICU-TĂTĂRÎM, **Stratigrafia eocenului din regiunea de la sud-vest de Cluj**, 1963, 208 p. + 24 pl., 15 lei.

T. IORGULESCU, N. I. NICULESCU şi MARIA PENEŞ, **Vîrsta unor masive de sare din R.P.R.**, 1962, 122 p. + 1 pl., 6,10 lei.

ION PREDA, **Studiul geologic al regiunii Roşia-Meziad (Munţii Pădurea Craiului)**, 1962, 112 p. + 11 pl., 8,85 lei.

AMALIA SZÖKE şi LIVIA STECLACI, **Regiunea Toroiaga-Baia Borşa. Studiu geologic, petrografic, mineralogic şi geochimic**, 1962, 240 p. + 25 pl., 19 lei.

VICTORIA STIOPOL, **Studiul mineralogic şi geochimic al complexului filonian din Munţii Ţibleşului**, 1962, 96 p. + 3 pl., 4,80 lei.

* * * **Probleme de geografie**, vol. IX, 1963, 372 p. + 17 pl., 22,30 lei.

* * * **Probleme de geografie**, vol. X, 1963, 312 p. + 19 pl., 21,90 lei.

* * * **Cercetări de pedologie. Lucrările Conferinţei de pedologie, Bucureşti, septembrie 1958**, 1961, 680 p. + 20 pl., 34,20 lei.

* * * **Probleme de geofizică**, vol. I, 1961, 276 p. + 9 pl., 13,70 lei.

* * * **Probleme de geofizică**, vol. II, 1963, 244 p. + 8 pl., 14,50 lei.

ST. ŞI CERC. GEOL. GEOFIZ. ŞI GEOGR. SERIA GEOLOGIE
T. 9 Nr. 1 P. 1—238 Bucureşti 1964

43 824

c. 1715 - I. P. „Informaţia"

Lei 30.—

F 1329

STUDII ȘI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

SERIA
GEOLOGIE

2

TOMUL 9
1964

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil:

ACADEMICIAN AL. CODARCEA

Redactor responsabil adjunct:

ACADEMICIAN N. PETRULIAN

Membri:

ACADEMICIAN G. MURGEANU; ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU;
V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei R.P.R.;
D. GIUȘCĂ, membru corespondent al Academiei R.P.R.

P. ȘOIGAN — *secretar de redacție.*

Pentru a vă asigura colecția completă și primirea la timp a revistei, reînnoiți abonamentul dv. pe anul 1965.

În țară, abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii de presă din întreprinderi și instituții.

Comenzile de abonamente din străinătate se primesc la CARTIMEX, București, Căsuța poștală 134—135 sau la reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență, se vor trimite pe adresa comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică și geografie — Seria geologie".

APARE DE DOUĂ ORI PE AN

ADRESA REDACȚIEI
CALEA VICTORIEI Nr. 12
BUCUREȘTI

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOLOGIE

TOMUL 9 1964 Nr. 2

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA KÖNYVTÁRA

SUMAR

Pag.

AL. CODARCEA şi S. NĂSTĂSEANU, Contribuţii la cunoaşterea stratigrafiei depozitelor calcaroase din bazinul văii Cerna şi de la Cazane (Dunăre) 241

GR. RĂILEANU, A. RUSU şi V. MOISESCU, Relaţiile tectonice ale cristalinului Munţilor Meseş — Ţicău cu formaţiunile sedimentare ale Bazinului Transilvaniei 251

I. Z. BARBU, Un miliolid nou, *Brebina transylvanica* n.g.n.sp., în eocenul din NV Transilvaniei 263

GR. RĂILEANU şi AURELIA NĂSTĂSEANU, Contribuţii la cunoaşterea callovianului din zona Reşiţa 267

MIRCEA CHIRIAC şi ALECSIE LĂCĂTUŞU, Contribuţii la cunoaşterea şisturilor verzi din partea sudică a Dobrogii centrale 277

B. DIACONEASA şi E. NICORICI, Cercetări palinologice din depozitele sarmaţianului inferior de la Fizeş (Bazinul Sălaj) 295

G. MĂRGĂRIT şi MARIA MĂRGĂRIT, Faciesurile miocenului inferior din partea de N—V a Bazinului Transilvaniei 309

E. AVRAM şi V. MATEI, Date paleontologice noi privind flişul cretacic din partea de NE a bazinului văii Doftana 321

MIRCEA CHIRIAC, Asupra unor iviri de turonian la E de Medgidia 329

N. PANIN, Coexistenţa urmelor de paşi de vertebrate cu mecanoglifele în molasa miocenă din Carpaţii Orientali 341

RĂZVAN GIVULESCU, Plante fosile din pliocenul de la Sărmăşag (reg. Crişana) . 365

M. SAVUL, V. IANOVICI, I. IMREH şi GABRIELA IMREH, Chimismul unor calcare bituminoase terţiare din NV Bazinului Transilvaniei . . 371

M. SAVUL, A. MOVILEANU, I. DONOS şi M. DONOS, Chimismul, distribuţia şi rolul economic al rocilor carbonatice cretacice din Dobrogea de sud. III. Rocile barremiene din regiunea Adamclisi, Băneasa şi sectorul Poarta-Albă 399

V. IANOVICI şi JEANA IONESCU, Contribuţii la cunoaşterea mineralogică a masivului de roci alcaline de la Ditrău — R. P. Romînă 417

V. IANOVICI şi JEANA IONESCU, Distribuţia unor elemente minore în rocile alcaline din masivul sienitic Ditrău — R. P. Romînă 423

D. GIUŞCĂ, JEANA IONESCU şi CONSTANŢA UDRESCU, Contribuţii la studiul geochimic al Masivului Highiş 431

M. BORCOŞ, Observaţii asupra importanţei în termometria geologică a incluziunilor lichide din cristalele de blendă 439

Pag.

MIRCEA MUREȘAN, Asupra prezenței unor elemente microtectonice în șisturile cristaline din R. P. Romînă 451

SCARLAT STOENESCU, ȘTEFAN AIRINEI și BEATRICE GAVRILESCU, Asupra prospecțiunii gravimetrice-magnetometrice de la Lunca-Mureșului — Gura-Arieșului (reg. Cluj) 477

VASILE VÎJDEA, ELEONORA VÎJDEA și DOREL ZUGRĂVESCU, Linia tectonică Capidava — Ovidiu în profilarea geoelectrică prin metoda rezistivităților 503

NOTE

G. MURGEANU, M. ȘTEFĂNESCU, E. AVRAM, V. MATEI, M. ZAMFIRESCU și C. BUTNĂREANU, Natura ivirilor de șisturi cristaline din regiunea Zamura—Prislop 513

MIHAI ȘTEFĂNESCU, Asupra unui nivel de brecie sedimentară în gresia de Sita — Tătaru 519

DAN JIPA, Asupra genezei și nomenclaturii unor calcare eocretacice din flișul Carpaților Orientali 525

N. MIHĂILESCU, Diagrame privind numărul de măsurători necesare studiilor morfometrice 533

V. GHIURCA și R. GIVULESCU, Cazuri de gigantism la forma *Palaeocarpilius macrocheilus* Desmarest din eocenul superior de la Buciumi (Țara Chioarului) Bazinul Baia-Mare 543

V. MOISESCU, O specie nouă de *Congeria* în depozitele oligocenului superior din nord-vestul Transilvaniei 551

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA STRATIGRAFIEI DEPOZITELOR CALCAROASE DIN BAZINUL VĂII CERNA ȘI DE LA CAZANE (DUNĂRE)

DE

ACADEMICIAN AL. CODARCEA și S. NĂSTĂSEANU

55(05)

În formațiunile calcaroase din bazinul văii Cerna și de la Cazane, care erau considerate pînă în prezent ca aparținînd jurasicului superior, în facies de Stramberg, sau tithon-neocomianului, s-au făcut, pe baze paleontologice, separații care arată că întreaga serie poate fi atribuită intervalului de la callovian? -kimmeridgian inferior pînă la barremian-apțian inferior, în facies urgonian.

În lungul văii Cerna a existat, în timpul malmului și neocomianului (s.s.), un prag orientat N—S, constituit din cristalin autohton, care a separat zona Presacina, de la vest, de zona Cerna, de la est. Calcarele urgoniene sînt o formațiune caracteristică zonei Cerna, dispusă transgresiv pe diverși termeni mai vechi ce aparțin zonei Presacina.

DATE INTRODUCTIVE

Malmul și neocomianul (s.s.) din zona Presacina și zona Cerna se dezvoltă sub faciesuri predominant carbonatate, care sînt reprezentate prin importante mase calcaroase ce pot atinge grosimi de 400—700 m. Orizontarea stratigrafică a acestora a întîmpinat dificultăți, pe de o parte din lipsa de macrofaună, iar pe de altă parte din lipsa unor repere litologice cu valoare regională.

Aspectul general oarecum uniform și masiv pe care-l îmbracă calcarele din valea Cernei și de la Cazane a determinat pe unii cercetători (16), (17) să le atribuie jurasicului superior în facies de Stramberg. În susținerea acestei vîrste se aduce ca argument prezența speciei *Perisphinctes fraudator* Zittel, recoltată din Cazanele Mari și încă cîteva specii de *Nerinea* sem-

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 2 p. 241—250 București 1964

nalate în Cazanele Mici, valea Cernei (Domogled) etc. Datorită faptului că nu s-au făcut precizări în legătură cu poziţia punctelor fosilifere în succesiunea depozitelor calcaroase, s-a tras concluzia că acestea aparţin în totalitatea lor jurasicului superior.

Al. Codarcea (4) încadrează depozitele calcaroase în discuţie de asemenea jurasicului superior, specificînd că acestea aparţin zonei de Cerna, în care condiţiile de mică adîncime a apelor au permis instalarea unui facies recifal. Cercetările mai recente (11) au arătat că cea mai mare parte a calcarelor recifale de la est de Cerna conţin requienii şi în consecinţă aparţin barremian-apţianului inferior în facies urgonian. Pe aceleaşi argumente paleontologice Al. Codarcea, S. Năstăseanu şi D. Mercus (6) au repartizat barremian-apţianului inferior partea superioară a calcarelor din Cazane.

Identificarea barremian-apţianului inferior la partea superioară a succesiunii depozitelor calcaroase din valea Cernei şi de la Cazane a adus o nouă contribuţie la cunoaşterea stratigrafiei acestei regiuni, însă orizontarea de detaliu mai necesita încă studii amănunţite. Acestea se impuneau cu atît mai mult, cu cît în ultima vreme depozitele de sub calcarele urgoniene au fost repartizate tithonian-neocomianului, fără o argumentare paleontologică (7).

Obiectivul prezentei lucrări este acela de a contribui la identificarea subdiviziunilor stratigrafice care se întîlnesc în intervalul cuprins între dogger şi barremian-apţianul inferior.

În vederea orizontării neojurasicului şi neocomianului (s.s.) s-a adoptat metoda studiului microfacial, deoarece era deja cunoscută prezenţa calpionellidelor în această regiune (4). Pentru realizarea acestui studiu s-au colectat numeroase probe pe profile continue sau pe segmente, funcţie de aflorimentele întîlnite.

CONSIDERAŢII STRATIGRAFICE

Peste fundamentul domeniului danubian alcătuit din şisturi cristaline şi masive granitice vechi (granitul de Cerna), se dispun transgresiv şi discordant depozitele mezozoice, reprezentate prin jurasic şi cretacic.

Jurasicul superior şi partea bazală a cretacicului inferior din valea Cernei şi de la Cazane îmbracă un facies calcaros, a cărui orizontare stratigrafică o prezentăm în cele ce urmează.

JURASICUL SUPERIOR

Calcarele grezoase spatice ale doggerului de pe valea Cernei trec progresiv la calcare cenuşii cu aspect masiv şi cu accidente silicioase, apoi la calcare noduloase cenuşii, verzui sau uneori roşcate şi în cele din urmă la calcare fine în bancuri groase de 0,5—1 m.

Orizontarea riguroasă a acestor depozite, precum şi stabilirea unor grosimi reale ale diferitelor etaje sînt greu de realizat în condiţiile tecto-

faciesului pe care-l prezintă malmul din valea Cernei. În această regiune se întîlnesc în mod obișnuit fîșii înguste de calcare care se efilează pe direcție ; în unele cazuri depozitele malmului formează cornișe mai groase, cum sînt cele întîlnite la gura văilor Juta, Presacina, Drestenic, la Grota

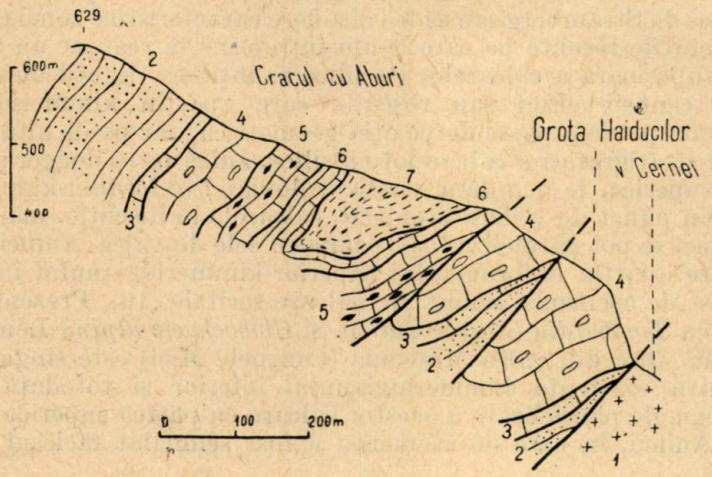


Fig. 1. — Profil geologic la Grota Haiducilor.

1, Granitul de Cerna ; *2*, liasic ; *3*, dogger ; *4*, callovian?-oxfordian-kimmeridgian inferior ; *5*, kimmeridgian superior (tithonian inferior)-berriasian ; *6*, valanginian-hauterivian ; *7*, albian-cenomanian.

Haiducilor etc., rezultate prin laminarea completă a depozitelor mai plastice și prin însumarea calcarelor masive, bazale, ce aparțin de fapt la solzi diferiți (fig. 1).

Studiul microfacial și litologic al depozitelor ce revin jurasicului superior ne-a permis separarea callovian?-kimmeridgianului inferior și kimmeridgianului superior (tithonicului inferior)-berriasianului.

Callovian?-kimmeridgian inferior. Calcarele grezoase spatice ale doggerului suportă, în continuitate de sedimentare, calcare cenușii-albicioase sau uneori negricioase cu frecvente lentile de silice. Acestea au o grosime care variază între 50 și 150 m (fig. 2) și în majoritatea cazurilor au un aspect masiv cu o pronunțată fisurație tectonică, ce uneori îi conferă un caracter de falsă șistozitate.

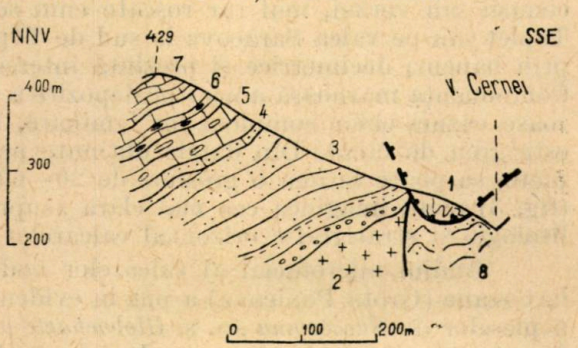


Fig. 2. — Profil geologic pe Culmea Cerimoșneacul.

1, Cristalinul getic ; *2*, granitul de Cerna ; *3*, liasic ; *4*, dogger ; *5*, callovian?-oxfordian-kimmeridgian inferior ; *6*, kimmeridgian superior (tithonian inferior)-berriasian ; *7*, valanginian-hauterivian ; *8*, cretacic superior.

În Cazane însă, calcarele cu silice sînt bine stratificate în bancuri groase de 0,40—1 m şi nu mai prezintă acel aspect de şistozitate, care rămîne caracteristic numai bazinului văii Cerna. Lipsa argumentelor paleontologice, dar mai ales faciesul recifal pe care-l îmbracă uneori aceste calcare, a determinat pe unii autori (15), (16) să le atribuie jurasicului superior în facies de Stramberg sau să le considere caracteristice zonei Cerna (4).

Cercetările recente pe care le-am întreprins în regiune au arătat că la partea superioară a calcarelor cu silice se întîlnesc întotdeauna calcare noduloase cenuşii-verzui sau roşcate, care aparţin kimmeridgianului. Ţinînd seama pe de o parte de poziţia geometrică, iar pe de altă parte de încadrarea stratigrafică a calcarelor cu silice, adică între dogger şi kimmeridgianul superior, le acordăm vîrsta callovian?-oxfordian-kimmeridgian inferior. Din punct de vedere litofacial, calcarele în discuţie, mai ales cele de la Cazane, se pot paraleliza foarte bine cu cele de valea Aninei din zona Reşiţa, care aparţin oxfordianului superior-kimmeridgianului inferior, în care au fost de asemenea semnalate calcare recifale (10). Prezenţa microfaciesului cu *Lombardia* (*Saccocoma* sp. şi *Globochaete alpina* Lombard) în calcarele cu silice din valea Mraconia (Cazanele Mici) este singurul argument pentru existenţa kimmeridgianului inferior şi totodată criteriul paleontologic de paralelizare a acestor calcare cu partea superioară a celor de valea Aninei, în care de asemenea a fost semnalat faciesul cu *Lombardia* (3).

Referitor la prezenţa callovianului în această succesiune de depozite nu sînt argumente litofaciale şi nici paleontologice care s-o confirme, însă continuitatea de sedimentare constatată în regiunile de maximă adîncime a zonei Sirinia — Presacina este un argument care pledează în favoarea existenţei acestui etaj, cel puţin la Svinița — Biger şi Cornereva — Topla, adică acolo unde se înregistrează maximul de adîncime al ariei de sedimentare şi totodată acolo unde se cunoaşte sigur existenţa zonei cu *Macrocephalite macrocephalus* (7).

Kimmeridgian superior (*tithonian inferior*)-*berriasian*. Calcarele cu accidente silicioase (descrise mai sus) trec progresiv la calcare noduloase cenuşii sau verzui, mai rar roşcate cum se întîlnesc pe valea Cernei la Topleţ sau pe valea Saracova la sud de Topleţ. Acestea sînt reprezentate prin bancuri decimetrice şi prezintă intercalaţii subţiri de marne cenuşii. Componenţa marnoasă a acestor depozite a favorizat strivirea şi în numeroase cazuri chiar completa lor laminare, încît aprecierea grosimii reale este greu de făcut. Din datele obţinute pe cele cîteva profile mai complete, se poate estima o grosime de 20—60 m. Profilul din valea Cernei (fig. 3) oferă imaginea cea mai clară asupra modului cum se încadrează litologic şi stratigrafic orizontul calcarelor noduloase.

Studiul microfacial al calcarelor noduloase din valea Cernei şi de la Cazane (Grota Ponicova) a pus în evidenţă frecvenţa deosebit de mare a pieselor de *Saccocoma* sp. şi *Globochaete alpina* Lombard. Acest fapt le face foarte asemănătoare cu calcarele de Brădet din zona Reşiţa, unde microfaciesul cu *Lombardia* are maximul de dezvoltare în zona cu *Subplanites contiguus*, specie caracteristică tithonianului inferior (3). De la Cazanele Mari se cunoaşte specia *Perisphinctes fraudator* Zittel (17), care

provine probabil din orizontul calcarelor noduloase şi a constituit pînă acum singurul argument paleontologic pentru susţinerea vîrstei jurasic superioare a calcarelor de la Cazane şi din regiunea de la est de Cerna.

Microfaciesul cu *Lombardia*, strîns legat de litofaciesul calcarelor noduloase, oferă un bun reper stratigrafic în orizontarea depozitelor

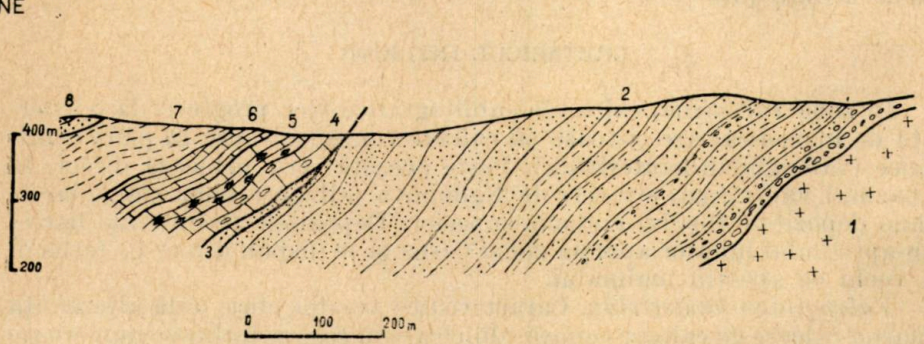


Fig. 3. — Profil geologic la Pereţii Medvedului (valea Cernei).

1, Granitul de Cerna; *2*, liasic; *3*, dogger; *4*, callovian?-kimmeridgian inferior; *5*, kimmeridgian superior (tithonian inferior)-berriasian; *6*, valanginian-hauterivian; *7*, albian-cenomanian; *8*, cretacic superior.

calcaroase de pe domeniul danubian. Prin paralelizarea cu cel din zona Reşiţa, unde pe baza unui bogat material paleontologic s-a ajuns la concluzia că microfaciesul cu *Saccocoma* caracterizează kimmeridgianul superior (tithonianul inferior), putem susţine că şi pe domeniul danubian acest etaj este sigur dovedit.

Calcarele noduloase trec progresiv la calcare cenuşii-albicioase foarte fine (sublitografice), dispuse în bancuri de 1—2 m grosime, separate între ele prin intercalaţii subţiri de marno-calcare cenuşii. Aceste calcare sînt vizibile în toate profilele din bazinul văii Cerna, prezentînd grosimi ce variază între 5 şi 40 m. La Toplet însă sînt cel mai bine reprezentate (fig. 4).

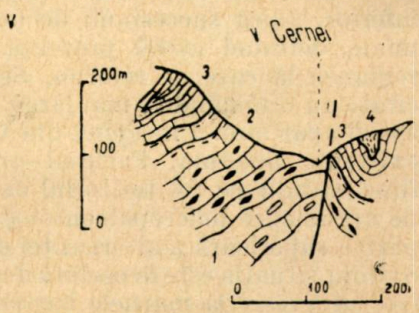


Fig. 4. — Profil geologic la Topleţ (apeductul turcesc).

1, Callovian?-kimmeridgian inferior; *2*, kimmeridgian superior (tithonian inferior)-berriasian; *3*, valanginian-hauterivian; *4*, albian-cenomanian.

Calcarele sublitografice în discuţie au oferit în secţiuni subţiri posibilitatea identificării speciilor *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch şi *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip.). Predominanţa numerică a primelor două specii indică prezenţa tithonianului superior şi a berriasianului. În ceea ce priveşte asociaţia de infuzori menţionată, aceasta n-a oferit o diferenţiere numerică a speciilor funcţie de etajul stratigrafic, aşa cum se cunoaşte în zona Reşiţa, unde maximul de frecvenţă a speciilor *Calpionella alpina* şi *C. elliptica* s-a constatat în zona cu *Berriasella grandis* Maz.

Datorită acestui fapt, precum şi lipsei unui reper litofacial, am prezentat berriasianul alături de tithonianul superior, iar limita dintre jurasic şi cretacic am considerat-o la baza orizontului următor, care atît paleontologic, cît şi litologic prezintă o serie de caractere proprii, acest mod de rezolvare a problemei limitei jurasic-cretacic fiind în acord cu cel utilizat în zona Reşiţa (3).

CRETACICUL INFERIOR

În zona Presacina, calcarele sublitografice trec progresiv la o alternanţă de marno-calcare şistoase cu calcare cenuşii dispuse în plăci centimetrice (valanginian-hauterivian). Peste această serie urmează direct, în tot bazinul văii Cerna, stratele de Nadanova (albian-cenomanian), iar la Cazane depozitele flişului cretacic superior. Depozitele recifale ale barremian-apţianului inferior aparţin zonei Cerna şi se dispun direct pe termeni mai vechi ce aparţin malmului.

Valanginian-hauterivian. Caracteristica acestor etaje o dă alternanţa de marno-calcare cu calcare cenuşii-albicioase în care se întîlnesc numeroase lentile silicioase. Aceste depozite seamănă pînă la identitate cu cele valanginian-hauteriviene de la Svinița şi conţin o bogată asociaţie de infuzori. Din diverse puncte (Grota Haiducilor, Topleţ etc.) de pe valea Cernei şi de la Cazanele Mici, secţiunile subţiri au pus în evidenţă prezenţa speciilor :

Tintinnopsella longa (Colom); *T. cadischiana* Colom
Calpionellopsis thalmanni (Colom)
Tintinnopsella carpathica (Murg. et Filip.)
Calpionellites neocomiensis (Colom)
Calpionellites darderi (Colom)
Calpionella elliptica Cadisch

Asociaţia menţionată este caracteristică părţii bazale a cretacicului inferior, adică succesiunii de depozite cuprinse între berriasian şi barremian, definind astfel prezenţa valanginianului şi a hauterivianului în regiunea la care ne referim. Se cunoaşte faptul că unele dintre speciile citate au o răspîndire mai largă în scara stratigrafică, însă faptul că unele specii apar numai începînd din valanginian este o indicaţie precisă despre existenţa acestuia. Faciesul urgonian al barremian-apţianului inferior, fiind stabilit pe tot teritoriul de est al domeniului danubian (zona Cerna) pe argumente macropaleontologice (9), (11), (6), limitează la hauterivian partea superioară a alternanţei de marne şi calcare în discuţie. În regiunea Svinița situaţia este deosebită deoarece depozitele valanginian-hauteriviene trec progresiv la marnele barremiene bogat fosilifere (12).

BARREMIAN-APŢIANUL INFERIOR

Succesiunea calcaroasă din bazinul văii Cerna şi din Cazane (Dunăre) se încheie printr-o stivă de calcare recifale albe-gălbui sau uneori cenuşii, care prezintă o grosime de 200—300 m. Calcarele recifale conţin requienii, datorită cărora au fost atribuite barremian-apţianului inferior în facies urgonian (11), (6).

CONSIDERAȚII GENERALE

În timpul jurasicului superior, zona Presacina, s-a întins spre est pînă dincolo de valea Cernei, adică și pe malul stîng al acesteia, marginea estică a zonei plasîndu-se probabil pe aliniamentul ivirilor fundamentului cristalin din valea Țezna, Ogașul lui Roșeț, izvorul Jelerău și Cazane. Aceste iviri

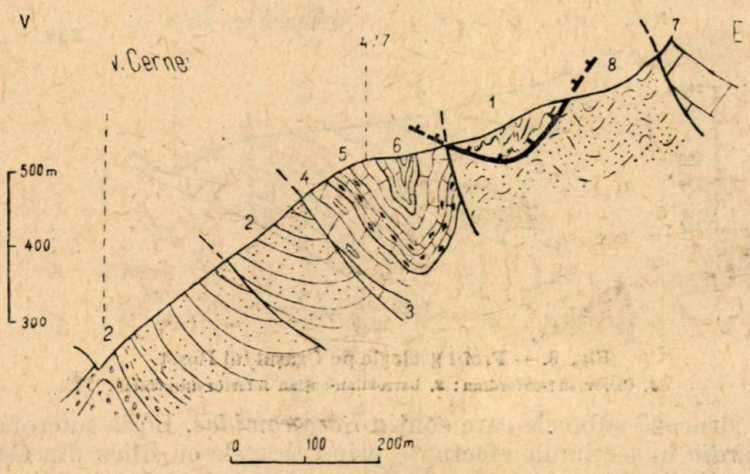


Fig. 5. — Profil geologic prin cota 477 m (NE Țezna).

1, Cristalinul getic; *2*, liasic; *3*, dogger; *4*, callovian?-kimmeridgian inferior; *5*, kimmeridgian superior-berriasian; *6*, valanginian-hauterivian; *7*, barremian-apțian inferior; *8*, cretacic superior.

ale fundamentului danubian au făcut parte cîndva din pragul emers sau uneori submers care separa la est zona Cerna de restul ariei de sedimentare.

Dovada extinderii zonei Presacina pe malul stîng al Cernei și la Cazane o constituie identificarea calcarelor noduloase (kimmeridgian, s.l.) și a microfaciesului cu *Lombardia* acolo unde se considera că malmul îmbracă faciesul calcarelor de Stramberg (fig. 5).

Din kimmeridgian și pînă în hauterivian adîncimea apelor din zona Presacina se menține la același nivel pe întreaga întindere a zonei. Astfel, în bazinul văii Cerna se depun aceleași calcare fine cu intercalații de marno-calcare, în care abundă speciile de calpionelle și tintinnide ce au fost semnalate și la Svinița (14). În consecință, aceasta constituie un argument în favoarea legăturii spre vest a zonei de sedimentare Presacina cu zona Svinița. În ceea ce privește barremian-apțianul, nu sînt dovezi despre existența acestuia în zona Presacina.

În zona Cerna, barremianul și apțianul inferior îmbracă un facies calcaros recifal, care pe marginile zonei se dispune direct pe diverși termeni mai vechi. Poziția transgresivă a calcarelor urgoniene peste formațiuni mai vechi ce aparțin zonei Presacina este foarte evidentă atît în valea Cernei, cît și în Cazane, pe Dunăre.

În valea Cernei, pe Ogaşul lui Roşeţ (fig. 6) se vede clar cum peste calcarele cenuşii, stratificate în bancuri metrice şi cu accidente silicioase, stau calcare masive, cenuşii-albicioase cu requienii. Contactul dintre cele două serii calcaroase este marcat şi reliefat de suprafaţa ondulată care indică limita.

Vîrsta callovian?-oxfordiană acordată calcarelor inferioare se bazează pe faptul că în regiunea Cazanelor aceleaşi calcare cu accidente sili-

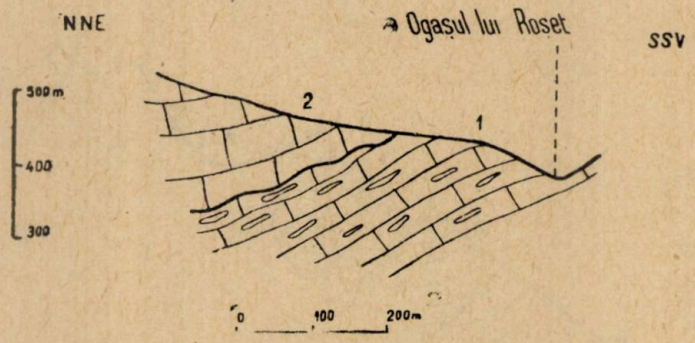


Fig. 6. — Profil geologic pe Ogaşul lui Roşeţ.
1, Callovian?-oxfordian; *2*, barremian-apţian inferior (urgonian).

cioase se situează sub cele care conţin *Saccocomidae*. Lipsa microfaciesului cu *Lombardia* în secţiunile efectuate prin calcarele cu silice din Ogaşul lui Roşeţ constituie de asemenea o indicaţie că acestea sînt inferioare kimmeridgianului.

Pe Dunăre, la Cazanele Mari (Grota Ponicova), transgresiunea calcarelor urgoniene este de asemenea evidentă, însă aici termenul depăşit aparţine kimmeridgianului (fig. 7). Acest etaj este bine stabilit datorită microfaciesului cu *Saccocoma* sp., care a fost identificat în secţiunile subţiri efectuate.

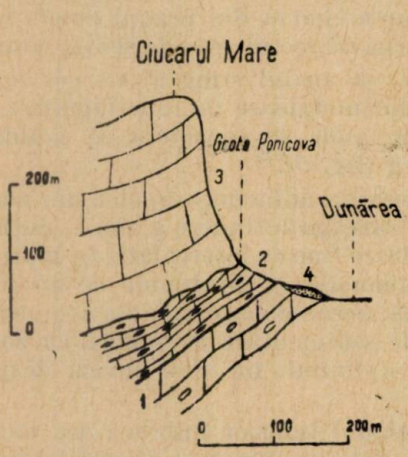


Fig. 7. — Profil geologic la Grota Ponicova.
1, Callovian?-kimmeridgian inferior; *2*, kimmeridgian superior; *3*, barremian-apţian inferior (urgonian); *4*, cuaternar.

Poziţia transgresivă a calcarelor urgoniene fiind bine stabilită în regiunea de care ne ocupăm prin cele două profile prezentate, mai rămîne să discutăm apartenenţa faciesului urgonian zonei Cerna.

Se cunoaşte faptul că la Nadanova s-a stabilit prezenţa barremian-apţianului inferior în facies urgonian (9). Calcarele urgoniene formează o placă continuă, care se întinde de la Nadanova (valea Coşuştei) spre vest, pînă

în valea Cernei, întîlnindu-se și la Cazane. Mai la vest de Cerna nu mai regăsim în nici o parte a domeniului danubian acest facies. Dimpotrivă, la Svinița, barremianul este în facies marnos, iar în Serbia orientală (vizavi de Svinița) se întîlnește și apțian marnos cu orbitoline. Aceasta conduce la concluzia că faciesul urgonian este o formațiune caracteristică zonei Cerna.

CONCLUZII

Studiul formațiunilor calcaroase din bazinul văii Cerna și de la Cazane, care erau considerate pînă în prezent ca aparținînd jurasicului superior în facies de Stramberg sau tithon-neocomianului, a condus pe autori la orizontarea lor stratigrafică. Astfel s-a atribuit :

— Callovian ?-kimmeridgianului inferior, calcarele stratificate și cu accidente silicioase, care stau peste dogger, iar la partea superioară prezintă rare piese scheletice de *Saccocomidae*.

— Kimmeridgianului superior (tithonian inferior), calcarele noduloase cenușii sau roșii cu frecvente piese de *Saccocoma* sp., *Globochaete alpina* Lombard și resturi de ammoniți.

— Tithonianului superior-berriasianului, calcarele sublitografice cu intercalații subțiri de marne în care abundă speciile : *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch și rar *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip.).

— Valanginian-hauterivianului, alternanța de calcare fine în plăci cu marno-calcare șistoase, în care s-au identificat speciile *Tintinnopsella longa* (Colom), *T. cadischiana* Colom, *T. carpathica* (Murg. et Filip.), *Calpionellopsis thalmanni* (Colom), *Calpionellites neocomiensis* (Colom), *C. darderi* (Colom) și *Calpionella elliptica* Cadisch.

— Barremian-apțianului inferior în facies urgonian, calcarele recifale cu requienii.

Afinitățile litofaciale și biofaciale ale separațiilor stratigrafice efectuate au condus la o nouă interpretare a evoluției paleogeografice a ariei de sedimentare de pe domeniul danubian din valea Cernei — Cazane. În acest sens s-au făcut următoarele precizări :

— În lungul văii Cerna a existat în timpul malmului și neocomianului (s.s.) un prag orientat N—S, constituit din cristalin autohton, care a separat două zone de sedimentare, la vest zona Presacina și la est zona Cerna.

— Calcarele urgoniene sînt o formațiune caracteristică zonei Cerna și se dispun transgresiv pe diverși termeni mai vechi ce aparțin zonei Presacina.

BIBLIOGRAFIE

1. Andjelkovic M., *Fossile Tintinniden in Jugoslavien*, Ann. Inst. Geol. publici Hungarici, 1961, **XLIX**, *2*.
2. Andrusov D., Mišik M., Scheibner E. et V., *Stratigraphie, micropaléontologie et microfaciès des formations jurasiques et crétacées des Carpathes de la Slovaquie*, XXI Int. Geol. Cong. Part. VI. Pre-Quaternary micropaleontology, Copenhaga, 1960.

3. Bădăluţă-Năstăseanu A. şi Năstăseanu S., *Contribuţii la cunoaşterea microfaciesurilor calcarelor neojurasice şi a limitei dintre Jurasic şi Cretacic în zona Reşiţa-Banat*, An. Com. geol., 1964, **XXXIV**, *2*.
4. Codarcea Al., *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinţi*, An. Inst. geol. Rom., 1940, **XX**.
5. Codarcea Al. şi Mercus D., *Asupra vîrstei stratelor de Nadanova*, Com. Acad. R.P.R., 1959, **IX**, *8*.
6. Codarcea Al., Năstăseanu S. şi Mercus D., *Prezenţa urgonianului în regiunea Cazanelor*, Com. Acad. R.P.R., 1962, **XII**, *4*.
7. Codarcea Al., Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu S., Bercia I. şi Mercus D., *Ghidul Excursiilor, C, Carpaţii Meridionali*, Congresul al V-lea al Asociaţiei geologice Carpato-Balcanice, Bucureşti, 1961.
8. Filipescu G. M. şi Dragastan O., *Resturi de Tintinnidae în depozitele tithonice şi neocomiene din R. P. Română*, St. şi cerc. geol., 1963, **VIII**, *3*.
9. Mercus D., *Asupra prezenţei urgonianului în regiunea Nadanova-Podişul Mehedinţilor*, Com. Acad. R.P.R., 1959, **IX**, *9*.
10. Năstăseanu S., *Prezentarea hărţii geologice a zonei Reşiţa-Moldova Nouă*, An. Inst. geol., 1964, **XXXIII**.
11. Năstăseanu S. şi Stilla Al., *Consideraţii asupra prezenţei urgonianului la est de Băile Herculane (Banat)*, Dări de seamă Inst. geol., 1963, **XLIX**, *1*.
12. Răileanu Gr., *Cercetări geologice în regiunea Sviniţa-Faţa Mare*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţiunea de ştiinţe biologice, agronomice, geologice şi geografice, 1953, **V**, *2*.
13. Răileanu Gr. şi Năstăseanu A., *Contribuţii la cunoaşterea faunei de ammoniţi din jurasicul superior de la Sviniţa (Banat)*, St. şi cerc. geol., 1960, **V**, *1*.
14. Răileanu Gr. şi Popescu Gh., *Studiul microfaunei cretacicului inferior de la Sviniţa*, St. şi cerc. geol., geofiz. şi geogr., Seria geologie, 1964, **9**, *1*.
15. Schafarzik Fr., *Geologische Notizen aus dem Mehadiaer Zuge des Krasso-Szörényer Gebirges*, Jahresber. d.k. ung. geol. A.f., Budapesta, 1890.
16. Schafarzik Fr., *Daten zur Geologie des Cserna-Thales*, Jahresber. d.k. ung. geol. A.f., Budapesta, 1892.
17. — *Über die geologischen Verhältnisse der Kasan-Enge an der unteren Donau*, Jahresber. d.k. ung. geol. A.f., Budapesta, 1893.

Comitetul geologic şi Institutul geologic al Comitetului geologic.

Primită în redacţie la 28 aprilie 1964.

RELAȚIILE TECTONICE ALE CRISTALINULUI MUNȚILOR MESEȘ—ȚICĂU CU FORMAȚIUNILE SEDIMENTARE ALE BAZINULUI TRANSILVANIEI

DE

GR. RĂILEANU, A. RUSU și V. MOISESCU

55(05)

Se descriu pe scurt formațiunile geologice din zona Munților Meseș — Țicău și se analizează principalele linii tectonice din regiune. Se evidențiază caracterul de încălecare al unității cristalinului din Munții Meseș peste depozitele sedimentare ale Bazinului Transilvaniei de-a lungul „liniei Meseșului". Totodată se precizează vîrsta principalelor mișcări care au dus la formarea liniilor tectonice : sfîrșitul cretacicului pentru „falia Moigradului", începutul tortonianului pentru „linia Meseșului" și sarmațian inferior pentru falia Benesat — Cuceu, în legătură cu ultimele două fiind pusă apariția eruptivului de la Moigrad.

Lanțul muntos al Meseșului face trecerea de la masivele regenerate în timpul mișcărilor alpine ale Munților Apuseni la nucleele vechi neregenerate de tipul Țicăului.

Lucrarea de față se referă la tectonica unui mic sector, limitrof Bazinului Transilvaniei, în partea de NV a acestuia. Pe schița tectonică (fig. 3) este redată o fîșie îngustă între localitățile Benesat pe Someș și Morlaca la sud de Crișul Repede (reg. Cluj), de-a lungul căreia au fost urmărite elementele tectonice majore din regiune.

Principale forme de relief sînt reprezentate prin Masivul Țicău în nord, lanțul muntos al Meseșului, orientat NNE—SSV, și o parte din Masivul Vlădesei, la sud de valea Crișului Repede.

În acest sector, depozitele paleogene ale Bazinului Transilvaniei iau contact cu șisturile cristaline ale Țicăului, cu depozitele mio-pliocene ale

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 2 p. 251—262 București 1964

Bazinului Silvaniei (pe porţiunea dintre Benesat şi Moigrad), cu şisturile cristaline ale Munţilor Meseş, spre sud, şi cu masa eruptivului dacitic din Vlădeasa, în extremitatea sudică a perimetrului cercetat.

Partea de nord-vest a Bazinului Transilvaniei (corespunzătoare Platformei Someşene) a făcut obiectul a numeroase studii geologice (6), (7), (11), (12), (18), care au tratat mai detaliat aspectele tectonice ale regiunii. Astfel, linia tectonică Benesat — Cuceu a fost depistată încă din 1880 (6); totuşi ea nu mai apare în unele lucrări recente. Linia estică a Meseşului este cunoscută tot din acel timp, fiind consemnată în aproape toate lucrările ulterioare, dar interpretată ca o simplă falie, uneori considerîndu-se că sedimentarul se aşterne normal peste unitatea cristalinului de Meseş ((9), profil p. 194). Şt. Mateescu (11) observă încălecarea eruptivului de Vlădeasa peste depozitele sedimentare, dar acest fapt îl pune pe seama revărsării eruptivului, pornind de la ideea că acesta este mai nou (mediteran II).

O serie de date interesante în legătură cu problema de care ne ocupăm sînt consemnate în rapoartele geologilor care au lucrat în regiune [1]. Presupuneri că sedimentarul este încălecat de cristalin se întîlnesc în rapoartele lui Alfred Mamulea (b, p. 12) şi V. Mutihac (d, p. 12), dar sectorul mic în care au întîlnit cristalinul nu le-a permis să tragă o concluzie sigură şi valabilă pentru întreaga ramă a Meseşului.

Pînă în prezent nu există o lucrare unitară şi detaliată privind tectonica acestui sector marginal al Bazinului Transilvaniei. Observaţiile noastre de teren, completate cu datele din literatura geologică, au fost sintetizate în prezenta lucrare.

★

Pentru a înţelege mai bine relaţiile tectonice dintre formaţiunile din regiune am considerat necesară o succintă descriere a acestor formaţiuni:

I. *Unitatea şisturilor cristaline* este alcătuită predominant din şisturi cristaline; în mod subordonat apar roci eruptive şi petice mici de roci sedimentare.

Insula de cristalin care formează Masivul Ţicău este constituită din şisturi cu biotit, şisturi cu biotit şi granaţi, micaşisturi cu granaţi, cuarţite

[1] a. I. Z. Barbu, *Raport asupra reg. Ortelec — Moigrad — Brebi*, Arh. Com. geol., 1952.

b. A. Mamulea, *Raport asupra studiului geologic a reg. Rominaş — Zutor — Aşchileul Mic*, Arh. Com. geol., 1952.

c. V. Moisescu, *Raport asupra cercetărilor geologice din reg. Fild*, Arh. I.G.G., 1962.

d. V. Mutihac, *Raport asupra cercetărilor geologice în reg. Moigrad — Hida*, Arh. Com. geol., 1952.

e. S. Năstăseanu, *Raport geologic definitiv, reg. Tăud — Stngeorgiul de Meseş*, Arh. Com. geol., 1953.

f. M. Paucă şi echipa, *Raport geologic. Prospecţiuni geologice pentru hidrocarburi, sare şi săruri de potasiu în Munţii Apuseni, între valea Someşului şi Munţii Rezului*, Arh. Com. geol., 1962.

g. Gr. Răileanu, *Raport geologic asupra regiunii Jibău — Benesat (valea Someşului)*, Arh. Com. geol., 1951.

h. A. Rusu, *Raport geologic asupra depozitelor oligocenului dintre localităţile Moigrad — Var — Gîlgău — Jac*, Arh. I.G.G., 1962.

cu biotit, subordonat gnaise și filite negre. În Munții Meseș apar micașisturi cu muscovit, cu biotit, cu granați sau staurolit, cuarțite albe, amfibolite, rar paragnaise biotitice cu granați, apoi șisturi clorito-sericitoase, filite cuarțitice, șisturi grafitoase etc. (10).

Șisturile cristaline cu caracter epizonal sînt mai frecvente în Munții Meseșului decît în Țicău, fenomenele de retromorfism avînd o dezvoltare mai mare în Meseș.

Șisturile cristaline ale Munților Meseș sînt străbătute în extremitatea sudică a acestui lanț de dacite și riolite, care reprezintă terminația nordică a eruptivului banatitic din Vlădeasa. Rocile eruptive în apariții reduse ca dimensiuni sînt răspîndite în întregul lanț al Meseșului; este vorba de rocile porfirice și andezitele figurate pe harta M.I.P.C. și în raportul echipei condusă de M. P a u c ă [2].

În sfîrșit, depozitele sedimentare ale acestei unități, care apar și ele sporadic, aparțin mezozoicului (triasicului și cretacicului).

— Triasicul este reprezentat prin : conglomerate, gresii cuarțifere roșcate și șisturi satinate violacee, ușor metamorfozate, aparținînd werfenianului (?), dolomite și calcare cenușii-vineții de vîrstă virgloriană și calcare negre ladiniene.

— Depozitele cretacice sînt alcătuite din calcare marnoase, gresii calcaroase, argile micacee, reprezentînd faciesul de Gosau, cu hipuriți și cicloliți [2] (6).

II. *Unitatea Bazinului Transilvaniei* se plasează la sud-est de unitatea șisturilor cristaline. Lucrarea nu se referă de fapt la bazinul propriu-zis umplut cu depozite mio-pliocene, ci doar la marginea lui nord-vestică, unde depozitele paleogene ajung în contact cu formațiunile unității anterioare.

Cele mai vechi roci sedimentare din această unitate aparțin seriei argilelor vărgate inferioare (danian-paleocen), formată din argile, gresii, nisipuri sau pietrișuri de culoare roșie în care apar subordonat strate vinețiiverzui. În această serie există o intercalație de calcare de apă dulce. Urmează seria marină inferioară care cuprinde marne, gipsuri, calcare, bancul cu *Nummulites perforatus*, argile cenușii și gresii sau calcare grosiere. Peste acestea se așternd depozitele continentale — seria argilelor vărgate superioare — constituite din argile verzui-albăstrui sau albicioase și din marno-calcare brune. Eocenul se încheie cu seria marină superioară, reprezentată prin calcare oolitice, gipsuri, calcare grosiere, bancul cu *Nummulites fabiani* și apoi marne. Depozitele oligocene încep cu calcare detritice organogene (stratele de Hoia), peste care urmează argile, marne, gresii și subordonat calcare (stratele de Curtuiuș și Ciocmani = stratele de Mera în sud). În continuare, spre partea superioară apar șisturile bituminoase (stratele de Ileanda Mare) sau argilele roșii (stratele de Ticu) și apoi seria stratelor de valea Almașului — predominant detritică.

[2] M. P a u c ă, *Op. cit.*, p. 252 (f).

III. *Unitatea Bazinului Silvaniei* — situată între Munţii Meseş şi Rez — este umplută cu depozite mai noi, mio-pliocene. Depozitele miocene vin în contact tectonic, în sectorul Benesat — Moigrad, cu formaţiunile Bazinului Transilvaniei. Ele sînt reprezentate prin argile cenuşii micacee, conglomerate cu blocuri mari de roci eruptive slab cimentate, considerate ca aparţinînd burdigalian-helveţianului, prin tufuri dacitice de tipul tufului de Dej, argile, marne argiloase şi subordonat gresii şi conglomerate de vîrstă tortoniană. Pe o porţiune restrînsă, pe rama vestică a Meseşului spre Ciucea apare sarmaţianul. Răspîndirea cea mai largă o au însă depozitele panoniene, care formează umplutura acestui bazin.

TECTONICA REGIUNII

Menţionăm că zona de pe versantul vestic al Munţilor Meseş nu a fost cercetată de noi, aşa că falia „Parameseş" este marcată pe schiţa tectonică după harta geologică 1 : 100 000 din raportul echipei condusă de M. P a u c ă [3]. Ne vom mulţumi să arătăm doar că faliei „Parameseş"

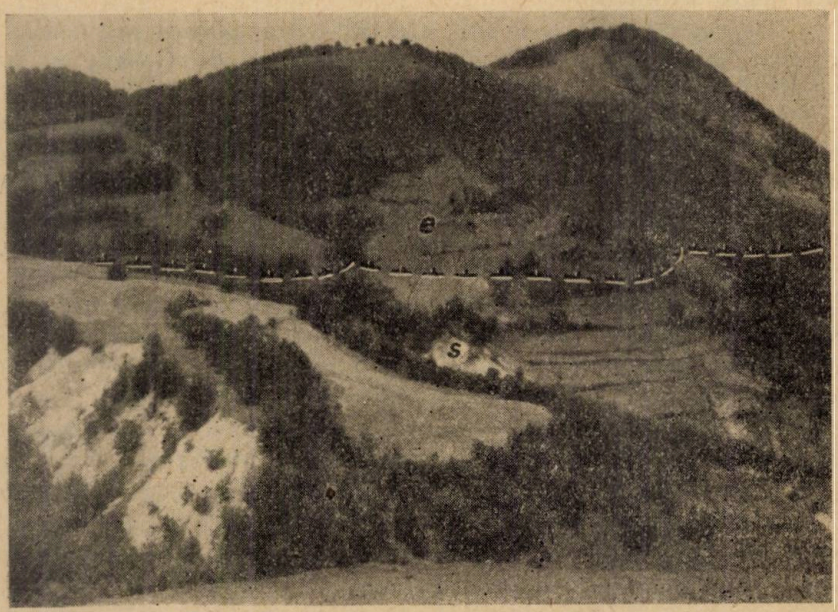


Fig. 1. — Linia de încălecare a Meseşului în zona semiferestrei de la Hodiş. *e*, Eruptivul banatitic; *s*, sedimentarul paleogen.

îi corespunde la nord de zona de faliere a Moigradului (fig. 3) falia Benesat — Cuceu. Noi nu am putut recunoaşte falia dintre tortonian şi

[3] M. P a u c ă, *Op. cit.*, p. 252 (f).

panonian care apare pe harta menționată mai sus și am considerat că între aceste depozite există relații de transgresiune.

Descrierea principalelor linii tectonice se face în ordinea vîrstei lor.

Falia Moigradului a fost intuită încă din secolul trecut (6) și cercetată detaliat de Șt. Mateescu (12), care o și denumește astfel. E. Szádeczky-Kardoss trasează tot pe aici falia Someșului (18). Noi vom păstra denumirea lui Șt. Mateescu, înțelegînd de fapt o zonă de faliere profundă, zonă cu o lățime de peste 4 km, amplasată la extremitatea nordică a Munților Meseș. Zona aceasta are o direcție VNV—ESE, formînd un graben în trepte; principala fractură care este marcată și pe hartă (fig. 3) trece prin Dealul Măgurița și prin Măgura Moigradului.

Zona de falie trebuie să fi luat naștere la sfîrșitul cretacicului, o dată cu schițarea Bazinului Transilvaniei, determinînd mai tîrziu (în paleogen-miocen) o accentuată subsidență, fără a se manifesta prin fracturi la suprafață. Singura excepție în acest sens este falia care apare pe valea Ortelecului la sud de vîrful Puguiorul, sub forma unei decroșări avînd amplitudinea pe orizontală de circa 200 m [4]. Ea se pierde spre vest și est în depozite mai noi și reprezintă un ecou tardiv al decroșărilor majore din fundament.

Activitatea tectonică în această zonă s-a manifestat prin decroșarea cristalinului, deplasînd compartimentul nordic spre est cu circa 6 km și totodată scufundîndu-l. În cadrul acestui sector au fost puse în loc în anumite perioade corpurile eruptive din regiune, iar sedimentarea a suferit importante schimbări de facies, atît în timpul eocenului, cît și în oligocen.

Principalele linii tectonice longitudinale se opresc sau își pierd continuitatea tot pe aliniamentul zonei de faliere a Moigradului. Astfel, linia Meseșului dispare la nord de valea Ortelecului, iar cristalinul de Țicău suportă normal spre est și sud-est depozitele eocene care încep cu seria argilelor vărgate inferioare.

Linia Meseșului este cunoscută în literatura geologică sub numele de „falia Meseșului" (6), (9), (11). Avînd pe cea mai mare lungime a ei caracterul de încălecare, am preferat să folosim termenul de „linie" — ca rezultat al intersecției unui plan de șariaj cu relieful.

Linia Meseșului a fost urmărită în detaliu pe versantul estic al Munților Meseș de la Crișul Repede pînă la zona de faliere a Moigradului (fig. 3), insistîndu-se asupra porțiunilor în care caracterul relațiilor dintre cele două unități iese mai clar în evidență.

În marginea șoselei naționale Huedin — Oradea, la sud de localitatea Hodiș, o dată cu accentuarea reliefului, apar fragmente de calcare aparținînd orizontului calcarului grosier superior. Calcarele nu se mai observă spre nord, datorită încălecării eruptivului care ajunge în contact cu stratele de valea Almașului. Depozite eocene mai apar la circa 4 km spre nord de valea Crișului Repede, lîngă satul Hodiș. Aici, la obîrșia pîrîului Peșterii, a luat naștere prin efectul eroziunii o semifereastră tectonică

[4] I. Z. Barbu, *Op. cit.*, p. 252 (a).

(fig. 5). Pe o lăţime de peste 1 km aflorează aproape întreaga serie a eocenului, care, atît spre nord, cît şi spre sud, este acoperită de masa dacitică (fig. 1). Pe valea Peşterii stratele oligocenului inferior stau aproape la verticală, apoi spre amonte urmează întreaga serie a eocenului, ale cărui strate prezintă înclinări din ce în ce mai mici către vest, ajungînd ca

Fig. 2. — Relaţiile dintre eruptivul dacitic (*d*) şi argilele vărgate inferioare (*a*), la obîrşia pîrîului Peşterii.

argilele vărgate inferioare, care la obîrşia văii sînt acoperite de masivul de dacite, să aibă o poziţie cvasiorizontală. Stratele sînt deci răsturnate şi acest lucru se observă clar atît în profilul $F - F'$ (fig. 4) de pe valea Peşterii, cît şi în figura 2.

Între argilele vărgate inferioare şi masivul dacitic există o zonă (aproximativ 1 m grosime) de milonite verzui-cenuşii, satinate ; la limita inferioară a zonei milonitice se observă blocuri de eruptiv care au suferit o şlefuire puternică prin rabotare, împlîntate în materialul argilos-grezos (argilele vărgate inferioare). Dioritele cenuşii din imediata apropiere a contactului sînt puternic fisurate şi zdrobite, devenind uneori verzui, apoi la oarecare distanţă de zona milonitică fisurile se pierd treptat.

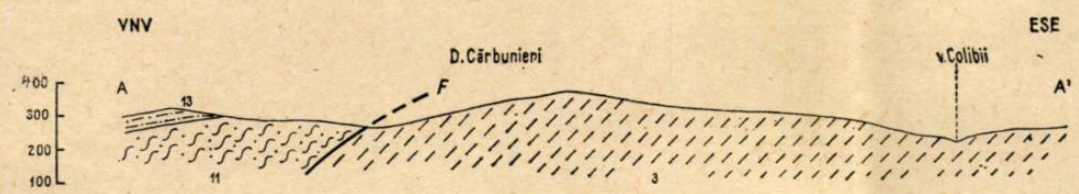
Este indubitabil că sîntem în prezenţa unei încălecări tectonice, cu toate fenomenele care iau naştere în urma acţiunii unui metamorfism dinamic.

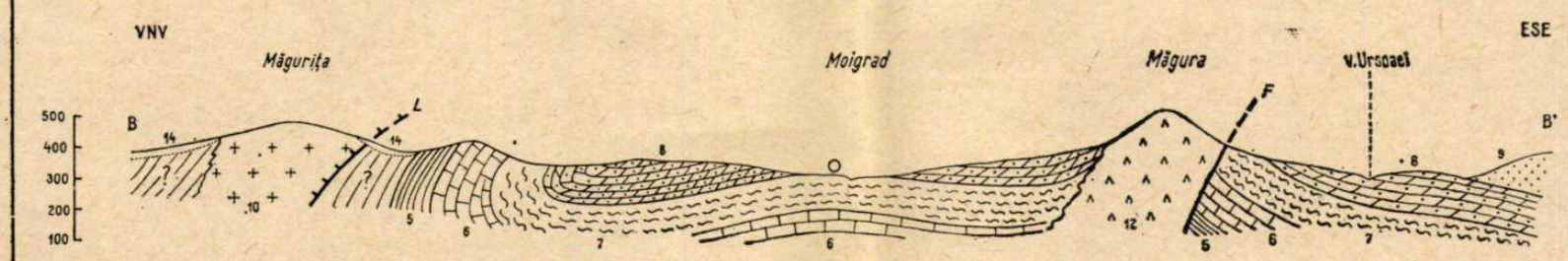
După cum am arătat, Şt. Mateescu (11) considera erupţiile de vîrstă mediteran II pe baza aşa-ziselor fenomene de contact termic. Ulterior, J. Szádeczky (17) a infirmat prezenţa unor astfel de feno-

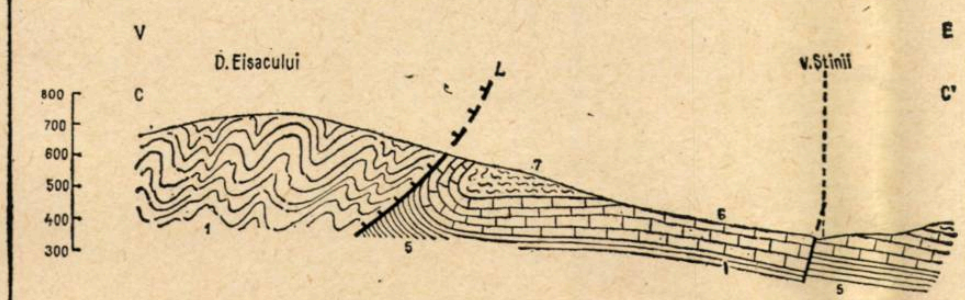
GR. RĂILEANU, A. RUSU, V. MOISESCU

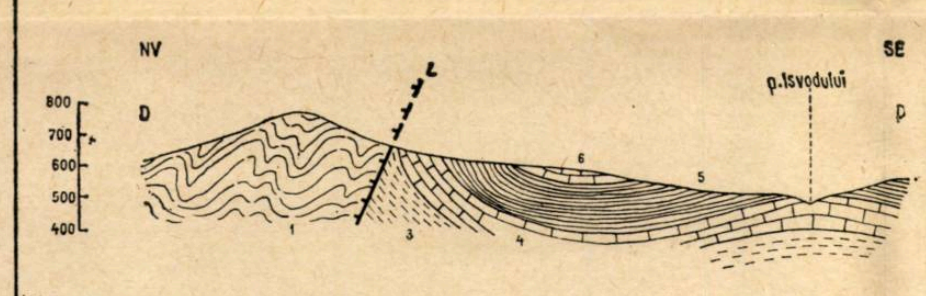
PROFILE GEOLOGICE ÎN REGIUNEA MUNȚILOR MESEȘ-ȚICĂU

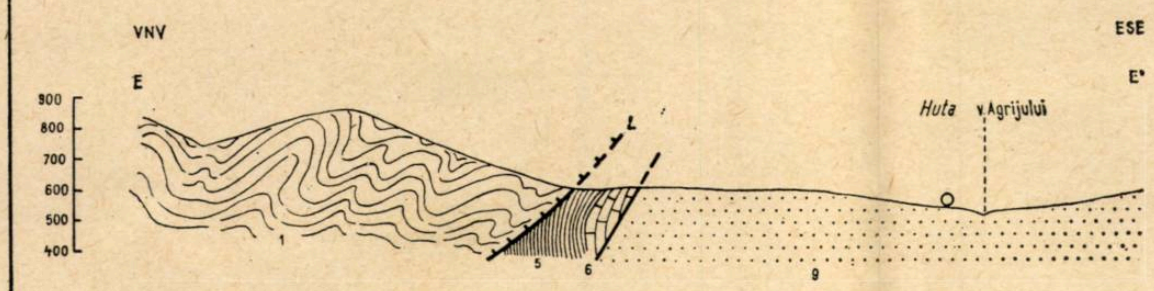
0 500 m











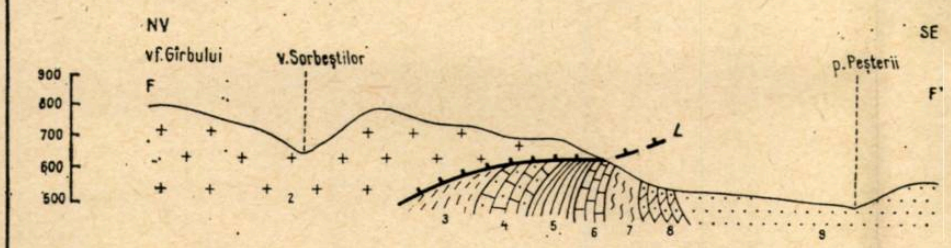


Fig. 4. —

LEGENDA: *1*, Şisturi cristaline; *2*, dacite (banatite); *3*, argilele vărgate inferioare: *4*, seria marină inferioară; *5*, argilele vărgate superioare; *6*, calcarul grosier superior; *7*, marnele de Brebi (marnele cu briozoare); *8*, depozite oligocen inferioare; *9*, depozite oligocen superioare; *10*, dacite (de Măguriţa); *11*, depozite tortoniene; *12*, diorit-andezite (de Măgura); *13*, depozite panoniene; *14*, depozite cuaternare. $L\frac{S}{J}$ — linia Meseşului; *F* — falia Benesat — Cuceu.

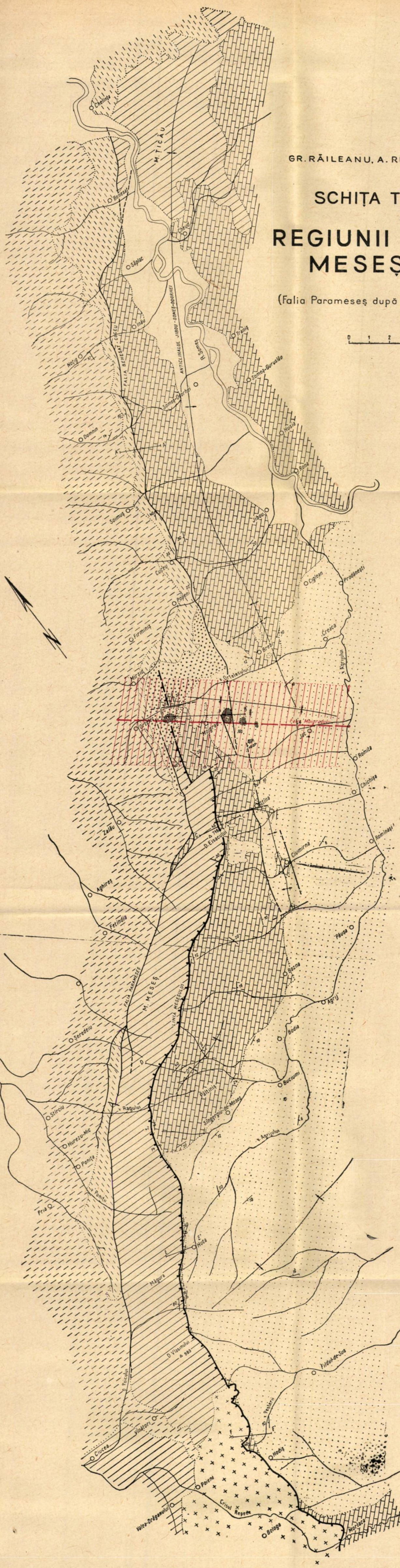
MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET
KÖNYVTÁRA

GR. RĂILEANU, A. RUSU ŞI V. MOISESCU

SCHIŢA TECTONICĂ A REGIUNII MUNŢILOR MESEŞ-ŢICĂU

(Falia Parameseş după M. Paucă şi colaboratori)

0 1 2 3 4 5 km

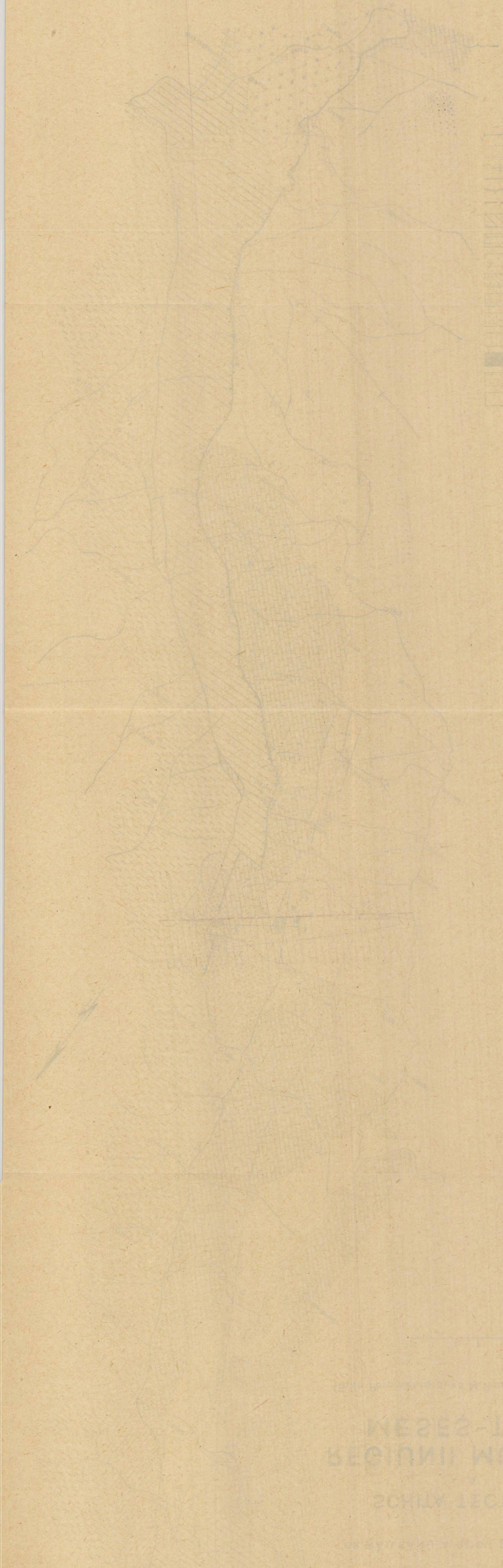


LEGENDA

- Aluviunile Someșului
- Sarmațian - panonian
- Eruptiv nou δ-dacite; ∝-andezite
- Tortonian
- Burdigalian - helvetian
- Oligocen
- Eocen
- Banatite (dacite)
- Șisturi cristaline
- Zona de faliere Moigrad
- Falia principală a Moigradului
- Linie de încălecare
- Falie
- Ax de anticlinal
- Limită normală
- Limită de transgresiune
- F — F' Linie de profil

Desenat. Drăghici D.

Fig. 3



mene în depozitele paleogene și neogene. Am urmărit cu atenție posibilitatea existenței unui metamorfism termic și ne-am convins de lipsa acestuia.

În cazul de față se pune în evidență un șariaj de mică anvergură, cu o deplasare pe orizontală de cîțiva kilometri, unitatea șisturilor cristaline repauzînd pe un autohton sedimentar (eocen-oligocen).

La sud de valea Crișului Repede, pe rama estică a Vlădesei aceste relații tectonice se mențin ; ele pot fi observate la Morlaca, la vest de Călata etc. Acest fapt reiese atît din profilele prezentate de Șt. Mateescu (11), cît și din harta geologică 1 : 100 000 a M.I.P.C.

O situație analogă cu cea de pe pîrîul Peșterii, dar mai puțin clară, o întîlnim la circa 2,5 km spre nord, la obîrșia văii ce coboară din vîrful Cornii.

Contactul dintre depozitele sedimentare și șisturile cristaline este de obicei mai puțin vizibil, datorită modului de alterare și reliefului pe care îl dă cristalinul. Și aici se observă o înaintare spre est pe coama dealului și o retragere spre vest a cristalinului pe văi. Pe alocuri, se observă cum rocile sedimentare mai vechi (eocen inferior) intră sub șisturile cristaline. Această situație a putut fi urmărită pe o serie de afluenți de pe stînga văii Agrișului, în regiunea localității Huta (fig. 4, profilul $E—E'$).

Începînd din dreptul satului Sîngeorgiu-de-Meseș spre nord, unitatea șisturilor cristaline desenează un golf spre vest, sugerînd rezistența opusă de un obstacol (fig. 3). Aici apar în apropierea cristalinului roci predominant calcaroase, a căror orientare este aproximativ transversală față de direcția lanțului muntos. Acestea reprezintă probabil obstacolul care a determinat ca linia Meseșului să reprezinte local caracterul unei falii inverse (fig. 4, profilul $D—D'$).

Caracterul de încălecare se accentuează din nou de la paralela localității Trăznea spre nord. O situație clară se poate urmări sub Dealul Eisaculului la vest-sud-vest de Stîna, unde calcarele grosiere superioare stau în poziție răsturnată peste marnele de Brebi, avînd o înclinare de 45° spre vest (fig. 4, profilul $C—C'$).

Spre extremitatea nordică a cristalinului, linia Meseșului suferă o mică decroșare care o deplasează cu circa 600 m spre vest. Șisturile cristaline dispar ceva mai la nord de decroșarea menționată, dar linia Meseșului se continuă și în depozitele sedimentare, putînd fi urmărită pînă în vîrful Puguiorul, la est de localitatea Ortelec. Aici stratele eocene sînt deranjate ; astfel gipsurile din cariera de la Ortelec au o poziție N 20° E/40° V, fiind răsturnate. Linia Meseșului se pierde treptat la nord de vîrful Puguiorul, depozitele burdigaliene și helvețiene fiind mai slab deranjate, iar tortonianul rămînînd neafectat.

La întretăierea acestei linii cu zona de faliere a Moigradului apar corpurile eruptive din Măgurița și Puguiorul.

Falia Benesat — Cuceu (6) desparte Bazinul Transilvaniei de Bazinul Silvanei, urmărindu-se între localitățile Benesat și Moigrad. Falia se prelungește la nord de Benesat pe la vest de cristalinul Țicăului. În sud ea corespunde, ca vîrstă și așezare în raport cu unitatea șisturilor cristaline, faliei „Parameseș".

Pentru a explica decalarea existentă între falia „Parameseş" şi falia Benesat — Cuceu, trebuie să ne imaginăm că în cadrul cristalinului din regiune a existat o zonă de slabă rezistenţă încă înainte de producerea decroşărilor din regiunea Moigradului. Deplasarea celor două compartimente

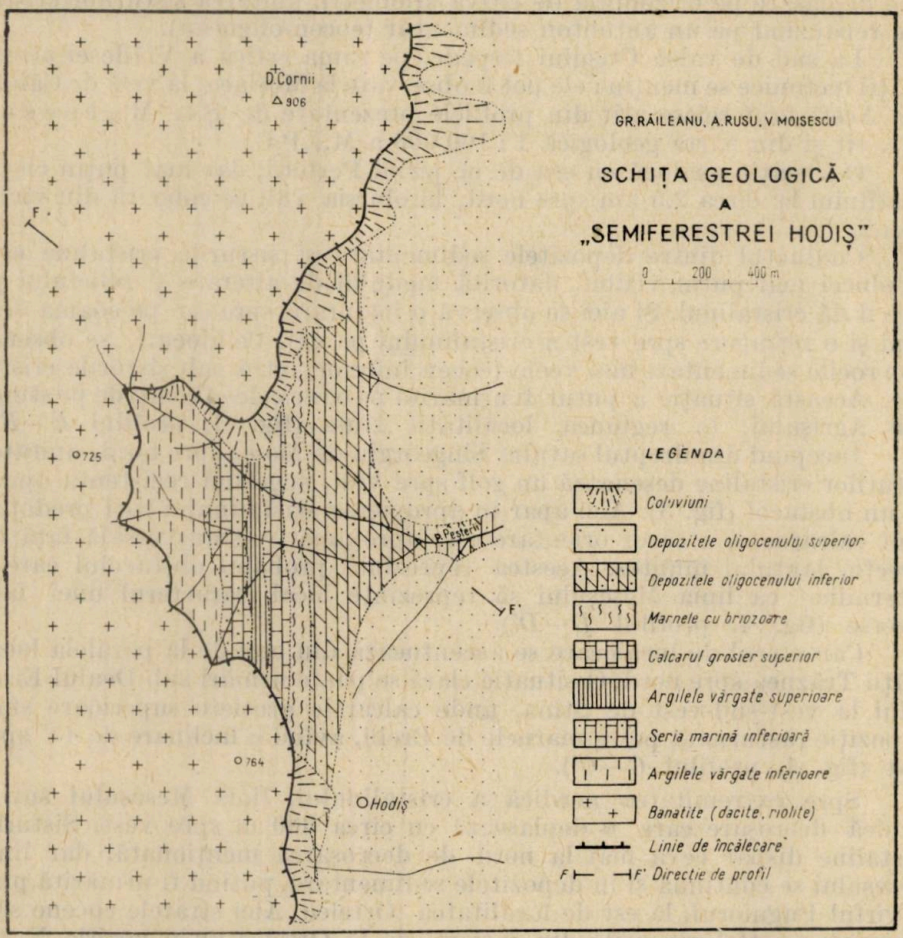


Fig. 5

după falia Moigradului a dus implicit şi la decroşarea liniei de slabă rezistenţă. Mai tîrziu, scufundarea care a dat naştere Bazinului Silvaniei s-a produs după această linie şi a urmat traseul ei, rezultat de pe urma decroşării. Aşadar, decroşarea de-a lungul faliei Moigradului nu este ulterioară mişcării principale pe faliile „Parameseş" şi Benesat — Cuceu, ea influenţînd însă traseul lor actual.

Această linie limitează la est pe o porţiune Bazinul Silvaniei, iar principala mişcare în lungul ei a avut loc după sedimentarea depozitelor

tortoniene, probabil în sarmațian, funcționînd și mai tîrziu. În legătura cu fractura Benesat — Cuceu au apărut în zona de faliere a Moigradului o serie de corpuri eruptive andezitice.

Linia Benesat — Cuceu reprezintă o falie conformă (fig. 4, profilele $A—A'$ și $B—B'$) cu planul faliei puțin înclinat și cu o săritură mai pronunțată în porțiunea ei nordică și cea centrală.

În afară de liniile rupturale majore amintite pînă acum, în regiune mai apar o serie de fracturi în depozitele sedimentare, dar mai ales în cristalin, ducînd la compartimentarea acestuia. În formațiunile sedimentare ale Bazinului Transilvaniei, fracturile sînt mai frecvente în apropierea șisturilor cristaline, însoțind în general linia Meseșului și fiind dispuse aproximativ paralel sau perpendicular pe această linie.

Menționăm că linia Meseșului se continuă mult spre sud, aducînd în contact tectonic formațiunile paleogene ale Bazinului Transilvaniei cu rocile eruptive din Vlădeasa. Nici falia Benesat — Cuceu nu se limitează la sectorul arătat; ea se continuă spre nord, ducînd, probabil la intersecția ei cu linia tectonică din vestul Carpaților Orientali, la apariția erupțiilor din Munții Gutîi.

În regiune au fost puse în evidență cîteva anticlinale și sinclinale.

Astfel, spre sud, în continuarea insulei cristaline Țicău a fost urmărit un anticlinal (denumit anticlinalul Jibou — Someș — Odorhei (6)), care se afundă periclinal între Brebi și Jac, deci dispare pe zona de faliere a Moigradului. Depozitele argilelor vărgate inferioare care ocupă cea mai mare suprafață a acestui anticlinal îmbracă unitatea șisturilor cristaline din Masivul Țicău.

O ușoară boltire se poate urmări de asemenea între localitățile Stîna și Trăznea (anticlinal semnalat pentru prima dată de E. Szádeczky-Kardoss (18)); apoi un anticlinal mai dezvoltat la vest de precedentul, care urmărește zona marginală a Bazinului Transilvaniei între șoseaua Cluj — Zalău și localitatea Sîngeorgiu-de-Meseș (18)[5]. În sfîrșit, trebuie să amintim de ușoarele boltiri ale depozitelor sedimentare datorite corpurilor eruptive; cea mai evidentă este dată de corpul diorit-andezitic de la Măgura Moigradului.

Sinclinalele cele mai importante din regiune sînt: sinclinalul format în lungul zonei de faliere a Moigradului, reprezentînd o zonă de maximă subsidență — porțiune denumită „Poarta Meseșiană" (6), sinclinalul a cărui axă urmărește cumpăna apelor dintre bazinele superioare ale văii Almașului și văii Agrișului, cu o direcție ENE—VSV, o mică ondulare sinclinală între valea Ciumîrnii și valea Stînii, în imediata apropiere a cristalinului.

Cristalinul Meseșului, fiind cuprins între cele două linii tectonice amintite, reprezintă un horst.

Relațiile dintre unitatea șisturilor cristaline din Masivul Țicăului și depozitele sedimentare din jur nu sînt de natură tectonică; sînt relații stratigrafice de transgresiune.

---

[5] S. Năstăseanu, *Op. cit.*, p. 252 (e).

EVOLUŢIA TECTONICĂ A REGIUNII

Şisturile cristaline ale Munţilor Meseş şi Ţicău au fost considerate de Th. Kräutner (10) de vîrstă hercinică, iar fenomenele de retroformism au avut loc probabil după depunerea conglomeratelor şi argilelor werfeniene. Munţii Ţicăului, Meseşului şi Rezului (Plopişului) formau o insulă cristalină unitară, acoperită în parte de apele mării triasice. După o exondare mai îndelungată, marea revine în cretacicul superior, insinuîndu-se în zone mai coborîte, ca cea de la est de Zalău sau dintre cristalinul Ţicăului şi cel al Prelucii, la Gaura.

La finele cretacicului, ca ecou al mişcărilor laramice, o dată cu schiţarea Bazinului Transilvaniei, şisturile cristaline, care constituiau insula amintită mai sus, au fost afectate de o falie transversală puternică, cu orientare VNV—ESE, pe direcţia axei acestui bazin. Se creează o zonă labilă, care duce la deplasarea pe verticală şi orizontală a celor două compartimente şi care va juca un rol important în sedimentarea de mai tîrziu (12). În timpul danian-paleocenului zona de faliere a Moigradului funcţiona deja, ducînd la acumularea unui pachet considerabil de depozite continentale — argilele vărgate inferioare (peste 1 500 m grosime).

În decursul eocenului, o dată cu ridicarea uscatului dinspre vest, şanţul paralel cu lanţul Meseşului se adînceşte, în el acumulîndu-se o serie de depozite marine şi lacustre. Ţărmul acestei mări nu trebuie căutat la limita actuală cu şisturile cristaline (18), el fiind situat mai spre vest, fapt dovedit de faciesul acestor depozite.

Mişcări mai pronunţate de ridicare a cristalinului au avut loc probabil în oligocen (faza savică), furnizînd un material detritic abundent. Şi în acest timp se menţine depresiunea formată în lungul faliei Moigradului, ca o zonă de maximă subsidenţă, fapt dovedit îndeosebi de faciesul şi grosimea stratelor de Ciocmani (circa 100 m).

Mişcările oscilatorii din burdigalian au avut ca efect şi prăbuşirea unor compartimente din masivul cristalin relativ unitar pînă atunci, ducînd astfel la schiţarea cel puţin a unei părţi din Bazinul Silvaniei. Comunicarea cu apele Bazinului Transilvaniei se face prin „Poarta Meseşiană", deci în lungul zonei de faliere a Moigradului.

Mişcările tectonice cele mai importante trebuie plasate la începutul tortonianului, în faza de orogeneză stirică nouă, cînd cristalinul Meseşului şi o parte din eruptivul Vlădesei au fost împinse spre est, încălecînd sedimentarul. După cum am arătat, caracterul de încălecare este dovedit de poziţia depozitelor sedimentare în imediata apropiere a unităţii cristaline (ele fiind răsturnate) şi de structura regiunii (în porţiunea dintre valea Poicului şi valea Ragului, stratele au o direcţie perpendiculară pe bordura cristalină).

Vîrsta antetortoniană a liniei Meseşului a fost dedusă din faptul că încălecarea nu afectează la nord de pîrîul Ortelecului depozitele tortoniene.

Intersectarea faliei Moigradului de către linia Meseşului a dus la punerea în loc a dacitelor de la Măgurița, care trebuie deci considerate sincrone cu linia Meseşului. Cu caracterul ei de încălecare, această linie

se pierde în zona faliei Moigrad, împingerea cristalinului la nord de această falie nefiind pusă în evidență.

Falia „Parameseș", cu corespondentul ei falia Benesat — Cuceu, s-a schițat probabil în tortonian, devenind mai activă în sarmațian și panonian, cînd se conturează mai bine Bazinul Silvaniei.

În legătură cu mișcările din sarmațian care au avut loc în lungul acestei linii am pus apariția corpurilor subvulcanice diorit-andezitice din zona Moigradului.

Liniile tectonice menționate nu sînt de cele mai multe ori simple, fractura principală fiind însoțită ades de fracturi secundare paralele sau de decroșări, care le conferă caracterul de zone de faliere.

De asemenea, mișcările pe aceste linii nu s-au produs într-un singur moment, ele avînd o întreagă dezvoltare în timp. Noi am încercat să surprindem mișcarea principală care a lăsat urmele cele mai pronunțate. Mișcările ulterioare și recente nu au făcut decît să accentueze liniile majore din regiunea studiată, formate în cretaciul superior, la începutul tortonianului și în sarmațian.

Pe baza faptelor expuse pînă aici, cristalinul Munților Meseș trebuie considerat ca o zonă de trecere de la masivele vechi neregenerate în timpul mișcărilor alpine, de tipul Țicăului, la masivele regenerate în mișcările alpine ale Munților Apuseni (3). Treimea sudică a Munților Meseș (pînă la paralela localității Huta) s-ar încadra mai bine la nucleele de șisturi cristaline regenerate în mișcările alpine.

BIBLIOGRAFIE

1. Drăghiceanu M., *Tectonica Transilvaniei. Liniile tectonice ale bazinului Transilvaniei cu privire la: emanațiile gazului metan și ale acidului carbonic, la ivirea apelor termale și minerale reci, la cursul apelor superficiale și la mișcările seismice*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1923, **XI** (1922—1923).
2. Dumitrescu I., *Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului din bazinul Lăpușului*, Lucr. Inst. petrol și gaze, 1957, **III** (1956).
3. Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S. et Georgescu C., *Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie*, An. Com. geol., 1962, **XXXII**.
4. Giușcă Dan, *Le massif éruptiv de la Vlădeasa*, An. Com. geol., 1950, **XXIII**.
5. Hauer Fr. u. Stache G., *Geologie Siebenbürgens*, Viena, 1864.
6. Hofmann K., *Bericht über die östliche Theile des Szilagyer Comitates während der Sommercampagne 1879 vollführten geologischen Specialaufnahmen*, Föld., Közl., 1879, **IX**, *5—6*.
7. Hofmann K., *Bericht über die Nordwestsiebenbürgischen Grenzgeb. und Umgeb. im Jahr. 1881 ausgef., Specialaufnahmen*, F.K., 1881, **XI**.
8. Joja T., *Observații de ordin stratigrafic în regiunea din jurul orașului Jibou*, An. Com. geol., 1956, **XXIX**.
9. Koch A., *Die Tertiärbildung des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile, I, Paläogene Abtheilung*, Budapesta, 1894; *II, Neogene Abtheilung*, 1900.
10. Kräutner Th., *Recherches géologiques et pétrographiques dans les massifs cristallins du NW de la Transylvanie (Țicău, Meseș, Rez, Măgura de Șimleul Silvaniei)*, Inst. géol. de Roum. C.R.d.S., 1938, **XXII** (1933—1934).
11. Mateescu Șt., *Observații morfologice și geologice asupra depresiunii Huedinului*, An. Inst. geol. Rom., 1926, **XI**.

12. MATEESCU ŞT., *La faille de Moigrad et les variations de faciès qu'elle introduit dans l'Eocène et l'Oligocène au Nord et au Sud de la faille*, C.R. Acad. Sci. Roum., 1938, **II**, 6.
13. PAUCĂ M., *Neogenul din bazinele externe ale munţilor Apuseni*, An. Com. geol., 1954, **XXVII**.
14. REICH L., *Evoluţia geologică a Ardealului de N şi poziţia lui tectonică în cadrul sistemului bazinului Carpatic*, A magyar Allami Föld Intézet évi jelentése az 1941—1942, evről., Budapesta, 1950, **II**.
15. RĂILEANU GR. şi SAULEA E., *Paleogenul din regiunea Cluj şi Jibou*, An. Com. geol., 1956, **XXIX**.
16. SZÁDECZKY J., *Die geologischen Verhältnisse von Kissebes, Hodosfalva, Sebesvár, Morotlaka und Magyarokereke*, Muzeumi Füzetek, 1915, **III**, *I*.
17. — *Asupra vîrstei eruptivului de la Vlădeasa*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1930, **XV** (1926—1927).
18. SZÁDECZKY-KARDOSS E., *Contribuţii la geologia Ardealului de NV*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1926, **XIV** (1925—1926).

Institutul geologic al Comitetului geologic şi Institutul de geologie şi geografie al Academiei R.P.R.

Primită în redacţie la 20 iunie 1964.

UN MILIOLID NOU, *BREBINA TRANSYLVANICA* N. G. N. SP., ÎN EOCENUL DIN NV TRANSILVANIEI *

DE

I. Z. BARBU

55(05)

În studiul foraminiferelor eocenului din NV Transilvaniei (2), (3), autorul a recunoscut numeroase miliolide (1), printre care un gen nou și o specie descrisă și înfățișată în prezenta notă sub numele de *Brebina transylvanica*. Acest gen a fost întîlnit în calcare marnoase sau marne, orizonturi ale calcarelor cu *Nummulites fabiani* Prev. și marne de Brebi ale eocenului superior (priabonian) într-o asociație bogată de miliolide.

Depozitele marine eocenice din partea de NV a Bazinului Transilvaniei se reazemă pe depozite continental-lacustre — seria vărgată inferioară — și sînt acoperite de depozite oligocenice — strate de Mera — în împrejurimile Clujului și — strate de Curtuiș — în împrejurimile Jiboului. În toată regiunea de NV a Bazinului Transilvaniei, depozitele eocenice sînt separate printr-un pachet de sedimente de origine lacustră — seria argilelor vărgate superioare —, în două serii.

Prima serie a depozitelor eocenice, cuprinsă între seria vărgată inferioară și seria argilelor vărgate superioare, este cunoscută ca — seria marină inferioară — (6) în care s-a stabilit următoarea succesiune litologică : orizontul gipsurilor și marno-calcarelor inferioare cu *Anomya*, bancul cu *Nummulites perforatus*, orizontul argilelor cenușii și orizontul calcarului inferior, în împrejurimile Clujului, sau orizontul gresiei de Racoți, în împrejurimile Jiboului.

Cea de-a doua serie, situată deasupra argilelor vărgate superioare, cunoscută ca — seria marină superioară — (6), începe printr-un orizont

* Lucrare publicată și în „Revue roumaine de géologie, géophysique et de géographie — Série de géologie", 1965, **9**, *1* (în limba franceză).

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 2 p. 263–266 București 1964

de gipsuri, urmat de orizontul stratelor de Cluj (calcarul grosier superior), de marnele cu *Nummulites fabiani* și la partea superioară „marnele cu briozoare", în împrejurimile Clujului, iar în împrejurimile Jiboului, de marnele de Brebi.

Analiza micropaleontologică arată că atît seria marină inferioară, cît și seria marină superioară cuprind numeroase foraminifere, mai ales în faciesurile calcaroase (calcarul grosier inferior și superior) în care miliolidele sînt foarte numeroase. În faciesurile marnoase ale seriei marine inferioare am întîlnit (2) un număr mai mic de miliolide (*Quinqueloculina akneriana* d'Orb. var. *argunica* Gerke, *Q.* aff. *badensis* d'Orb., *Q. contorta* d'Orb., *Q. lucida* Karrer, *Q. poeyana* d'Orb., *Triloculina laevigata* d'Orb., *Tr. propinqua* Terq., *Tr. trigonula* Lamk., *Pyrgo* aff. *bulloides* d'Orb.) decît în seria marină superioară, în care pe lîngă speciile comune cu seria marină inferioară (*Quinqueloculina contorta* d'Orb., *Triloculina propinqua* Terq. și *Tr. trigonula* Lamk.) se mai întîlnesc (3): *Quinqueloculina abnormis* Terq., *Q. bidentata* J. le Calvez, *Q. juleana* d'Orb., *Triloculina circularis* Bronm., *Tr. angularis* d'Orb., *Spiroloculina canaliculata* d'Orb. și *Sp. disparilis* Terq.

Pe lîngă miliolidele pe care le-am descris și figurat în 1950 (1) din depozitele eocenului superior (priabonian), și anume la partea superioară a marnelor de Brebi, în apropiere de Brebi, și la partea superioară a calcarului grosier superior din Dealul Morilor, în apropiere de Mera, am mai întîlnit un nou gen și o nouă specie de miliolid cu structură internă, a cărui descriere o dăm în cele ce urmează.

Brebina n. g.

Hologenotip: **Brebina transylvanica** n. g. n. sp.

Test liber, calcaros porțelanos neperforat, fusiform, constituit din camere tubulare îngustate la capete, curbate și prevăzute în interior cu pereți despărțitori incompleți, care împart camerele în numeroase cămăruțe. Camerele ocupă fiecare o jumătate de tură și se dispun în plane meridiane care se succed la 135°. Apertura circulară, la capătul ultimei camere, prezintă un dinte simplu.

Coquille libre, calcaire porcellanée imperforée, fusiforme, formée de loges tubulaires arquées, rétrécies aux extrémités et pourvues à l'intérieur de cloisons incomplètes, qui subdivisent les loges en logettes. Les loges pelotonnées sur un axe allongé, chacune occupant la moitié de la circomférence, se disposent en plans successifs qui font entre eux un angle de 135°. Ouverture petite, orbiculaire à l'extrémité de la dernière loge et munie d'une dent.

Brebina transylvanica n. g. n. sp.

Holotyp: pl. I, fig. 3 – 8, de colecția micropaleontologie a Catedrei de paleontologie și stratigrafie a Universității București, nr. 5 448.

Paratyp : colecția de micropaleontologie a Catedrei de paleontologie și stratigrafie a Universității București, nr. 5 449.
Stratum typicum : priabonian, marne cu *Nummulites fabiani* Prev.
Locus typicus : Brebi, localitate în raionul Zalău (reg. Cluj).
Derivatio nominis : localitate geografică.

Test liber, fusiform, calcaros porțelanos neperforat, constituit din numeroase camere tubulare, îngustate la capete, puțin arcuite și prevăzute în interior cu pereți despărțitori transversali, care împart camerele în numeroase cămăruțe. Camerele ocupă fiecare o jumătate de tură și se dispun în plane care se succed la aproximativ 135°. La suprafața testului, în porțiunea mediană, se pot număra opt camere, care aparțin la patru înfășurări. Peretele extern al camerelor este plan sau cu o ușoară depresiune mediană. Apertura mică, de formă aproape circulară se găsește alternativ la unul din cele două capete ale testului și este prevăzută cu un dinte simplu.
Dimensiuni : înălțime 0,80—1,50 mm ; grosime 0,40—0,55 mm.

Coquille libere, fusiforme, calcaire procellanée imperforée, formée de nombreuses loges tubulaires, arquées, rétrécies aux extrémités et pourvues de cloisons transversales qui subdivisent les loges en de nombreuses logettes. Les loges pelotonnées sur l'axe allongé, chacune faisant la moitié de la circonférence, se disposent en plans successifs à 135°. À l'extérieur de la coquille, dans la partie médiane, sont visibles huit loges qui appartiennent à quatre pelotons. Paroi externe des loges plane ou avec une faible dépression mediane. Ouverture petite orbiculaire, munie d'une dent simple, se trouve alternativement à l'une ou à l'autre extrémité de l'axe longitudinal.
Dimensions: hauteur 0,80—1,50 mm; largeur 0,40—0,55 mm.

Cele mai multe exemplare, din cauza distrugerii peretelui extern al camerelor de la periferia testului, la prima vedere au înfățișare de alveolină (pl. I, fig. 4 și 5). Cercetate însă cu atenție, se prinde înfășurarea în ghem, de miliolid. Pe secțiuni transversale (fig. 1 și pl. I, fig. 8) făcute în regiunea mediană a testului se poate urmări dispoziția camerelor, cu excepția porțiunii începătoare unde, din cauza grosimii pereților și din cauza pereților despărțitori, nu se poate deslușì modul de așezare a camerelor.

Camerele se așează în planuri care se succed la 135° față de planul camerei precedente. Se formează astfel opt planuri de așezare a camerelor (fig. 2), care alcătuiesc între ele unghiuri de 45°. Camerele avînd lățime mică, circa 1/8 din circumferința testului, camerele unui ciclu de așezare nu acoperă complet camerele ciclului precedent, iar la suprafața testului apar și camere ale ciclului antepenultim. Camerele care apar la suprafața testului aparțin la 4 înfășurări.

Interiorul camerelor (pl. I, fig. 6 și 7) este împărțit în numeroase cămăruțe prin pereți transversali, perpendiculari sau puțin înclinați, mult mai groși decît peretele camerelor, iar către partea internă și cea mediană au o deschidere largă prin care cămăruțele comunică între ele.

În jurul tipului descris apar variații care constau în rapoarte diferite între lungimea și grosimea testului, în camerele puțin răsucite și în numărul pereților despărțitori ai camerelor. Caracterele comune date în diagnoză constau în numărul camerelor vizibile la exteriorul testului, dispuse în opt plane radiare, și în prezența cămăruțelor.

Prin caracterele testului exemplarele aparţin familiei *Miliolidae*. Numărul mare al camerelor vizibile la exteriorul testului şi aşezarea lor în opt plane meridiane îl apropie de *Schlumbergina alveoliniformis* (Brady) (4) de care se deosebeşte prin camerele subdivizate în cămăruţe. Prin

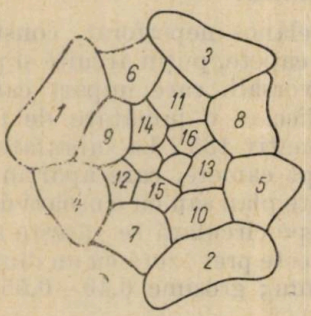


Fig. 1. — Dispoziţia lojilor la *Brebina transylvanica* n.g.n.sp. (lojile numerotate invers ordinii de apariţie).

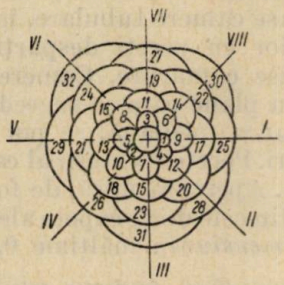


Fig. 2. — Schema ordinii de apariţie a lojilor la *Brebina transylvanica* n.g.n.sp.

pereţii despărţitori ai camerelor, exemplarele se aşază între miliolidele cu structură internă împreună cu *Riveroina* (5), de care se deosebeşte prin felul de înfăşurare a testului.

Exemplarele se găsesc depuse în colecţia de micropaleontologie a Catedrei de paleontologie şi stratigrafie a Universităţii Bucureşti.

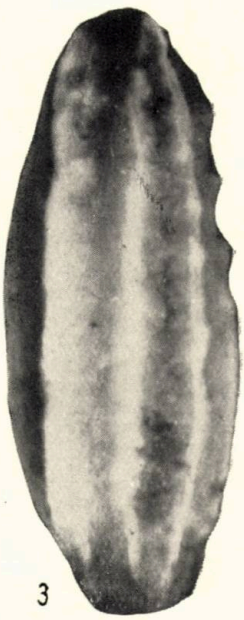
Localitatea : Brebi şi Dealul Morii.

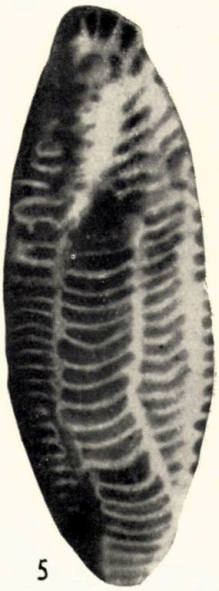
BIBLIOGRAFIE

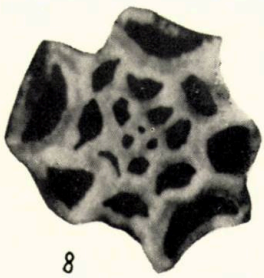
1. Barbu I. Z., *Contribuţii la studiul microfaunei din Paleogenul Transilvaniei de NV. I. Miliolide*, Rev. Univ. Buc. şi a Politeh. Buc., 1957, *6—7*, 279.
2. — *Microfauna seriei marine inferioare de la Jibău (D. Racoţzi), Regiunea Cluj*, Anal. Univ. Buc., seria şt. nat., geol.-geogr., 1960, *23*, 85.
3. — *Microfauna seriei marine superioare din împrejurimile Jiboului*, Anal. Univ. Buc., seria şt. nat., geol.-geogr., 1961, X, *27*.
4. Barker W., *Taxonomic Notes*, Special publication 140.9. Soc. of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, California, U.S.A., 1960, pl. 8, fig. 15.
5. Bermudez P. J., *Rezultados de la prima expedicion en las Antillas del Ketch Atlantis bajo los auspicios de las Universidadas de Harvad y de la Habana; Nuevo genero y species nuevas de foraminiferos*, Soc. Cubana Hist. Nat. Mem. La Habana, Cuba, 1939, 13, 248.
6. Răileanu Gr. şi Saulea E., *Paleogenul din regiunea Cluj şi Jibou (NV Bazinului Transilvaniei)*, An. Com. geol., 1956, XXIX, 271.

Universitatea Bucureşti,
Facultatea de geologie-geografie.

Primită în redacţie la 15 aprilie 1964.







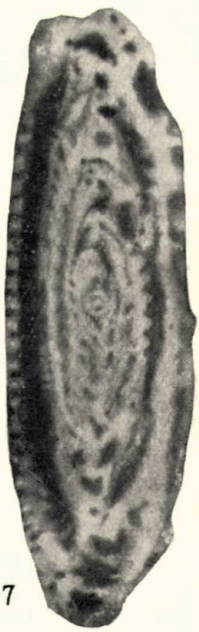


Fig. 3 — 8. — *Brebina transylvanica* n. g. n. sp. (× 60). 3, Exteriorul cochiliei; 4 și 5, exemplare decojite; 6 și 7, secțiune longitudinală; 8, secțiune transversală.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA CALLOVIANULUI DIN ZONA REȘIȚA

DE

GR. RĂILEANU și AURELIA NĂSTĂSEANU

55(05)

Cercetările efectuate pe marginea estică a zonei Reșița în regiunea pîrîului Toplița au arătat că între stratele cu frecvente accidente silicioase (baza stratelor de Gumpina) și calcarele cu silice stratiformă (calcarele de valea Aninei) se interpune un orizont de calcare grezoase spatice de culoare vineție-gălbuie uneori verzui și cu un conținut faunistic destul de variat.

Asociația de faună descrisă și figurată, și în mod deosebit *Grossouvria curvicosta* cu diferite varietăți și *Choffatia waageni*, dovedesc prezența callovianului mediu în această regiune.

Cu acest prilej listei de faună existente i s-au putut adăuga noi forme de ammoniți, necitate în această regiune, îmbogățindu-se astfel inventarul faunistic din zona Reșița.

Studiile efectuate în perioada 1856—1916 au adus primele contribuții la cunoașterea geologiei și tectonicii zonei Reșița.

După această perioadă, lucrările de sinteză ale lui G. Macovei și I. Atanasiu, A. Streckeisen, Al. Codarcea cuprind referiri și la această zonă.

Începînd cu anul 1952 s-au efectuat numeroase lucrări de detaliu de către Gr. Răileanu, S. Năstăsescu, V. Mutihac, C. Boldur, A. Dincă și alții privitoare la geologia și structura acestei zone.

Prin aceste studii s-au efectuat lucrări asupra orizontării de detaliu a formațiunilor paleozoice și mezozoice (14). Au fost întocmite hărți geologice și coloane stratigrafice care au lămurit multe din problemele dificile ale acestei zone. Fauna colectată și determinată pe parcurs a scos în evi-

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 2 p. 267—275 București 1964

denţă faptul că subdiviziunile litologice separabile cartografic, în formaţiunile mezozoice, în special jurasice şi cretacice, nu se încadrează perfect în subdiviziunile scării stratigrafice. Acest motiv a fost argumentul esenţial care a făcut pe autorii precedenţi (14) să recurgă la denumiri locale pentru anumite formaţiuni. A fost discutată apoi şi posibilitatea încadrării acestor formaţiuni şi subdiviziuni stratigrafice ale jurasicului şi cretacicului.

Cercetările ulterioare făcute în partea sudică a zonei Reşiţa, ca şi comunicarea prezentă, au confirmat justeţea introducerii unei terminologii locale, legată de caracterele litologice ale formaţiunilor, bineînţeles adaptată şi încadrată în subdiviziunile stratigrafice.

Cercetările efectuate pe marginea estică a zonei Reşiţa, şi anume în regiunea pîrîului Topliţa, au arătat că între stratele cu frecvente accidente silicoase (partea cu totul bazală a malmului) şi stratele de valea Aninei (oxfordian superior) se interpune un orizont calcaros. Acest orizont este alcătuit din bancuri de calcare uşor grezoase, de culoare vineţie-gălbuie, care datorită prezenţei unor clorite sedimentogene capătă o culoare verzuie. În partea bazală, aceste calcare prezintă numeroase peduncule de crinoizi din grupul *Apiocrinus* şi frecvente alte forme fosile, din care s-au putut determina următoarele :

Apiocrinites mespiliformis Schlotheim
Isocardia sp.
Chlamys fibrosus Sowerby
Entolium sp. (gr. *E. cingulatum* Goldfuss)
Plicatula sp.
Sowerbyceras subtortisulcatum Pompecky
Hecticoceras salvadori Parona et Bonarelli
Hecticoceras lugeoni Tsytovitch
Hecticoceras cf. *punctatum* Stahl
Hecticoceras metomphalum Bonarelli
Hecticoceras krakoviense Neumayr
Grossouvria curvicosta (Opp.) var. *composita* Pfaehler-Erath
Grossouvria curvicosta (Opp.) var.
Choffatia waageni (Teisseyre)
Choffatia sp.

Comparînd formele găsite pînă în prezent în calcarele din valea Topliţei (zona Reşiţa) cu cele descrise şi figurate de G. W. Lee (7), Y. Rangheard (16) sau X. de Tsytovitch (18), E. Lemoine (8), L. Loczy (9), I. Pfaehler-Erath (12), am constatat că toate aceste forme se situează în callovianul mediu (zona cu *Reineckeia anceps* şi zona cu *Kosmoceras jason*), unele putînd trece în callovianul superior (zona cu *Peltoceras athleta*). Materialul examinat cuprinde în special *Hectioceratidae*, *Perisphinctidae*, la care se alătură şi forme de *Phylloceras* din grupul *Calliphylloceras*. Am întîlnit în plus fragmente de belemniţi, lamellibranchiate — forme care ajung pînă în oxfordian —, precum şi numeroase entroce de crinoide.

Toată această faună o considerăm ca fiind prezentă în „stratele de Gumpina" şi în partea inferioară a „stratelor de Tămaşa". Cercetările

viitoare de teren ne vor arăta dacă, paleontologic, stratele de Gumpina trec și mai sus, ca echivalent lateral de mai mică adîncime a părții bazale a stratelor de Tămașa.

Fauna descrisă, fiind destul de bine păstrată, ne-a pus la îndemînă caractere suficiente de determinare.

DESCRIEREA PALEONTOLOGICĂ *

Subord. **MILLERICRININA** Sieverts-Doreck

Fam. **APIOCRINIDAE** d'Orbigny, 1852

Gen. **Apiocrinites** Miller, 1821

Apiocrinites mespiliformis Schlotheim

(Pl. II, fig. 6)

1863 *Apiocrinites mespiliformis* Goldfuss (5), p. 172, pl. 57, fig. 1, a—s.

Entroce de diferite dimensiuni. Suprafața circulară prezintă striuri razante, ceva mai subțiri în dreptul canalului median. Suprafața exterioară a pedunculului este netedă, însă zona de racordare a două entroce, datorită striurilor radiare de pe intersuprafețe, prezintă un zigzag mărunt.

Localizare : calcarele spatice calloviene de pe valea Topliței (zona Reșița).

Fam. **PECTINIDAE** Lamarck

Gen. **Chlamys** Bolten, 1798

Chlamys fibrosus Sowerby

(Pl. I, fig. 2)

1863 *Pecten fibrosus* Goldfuss (5), p. 46, pl. XC, fig. 6.
1932 *Chlamys fibrosa* Corroy (3), p. 188, pl. XVII, fig. 15—16.
1936 *Aequipecten fibrosus* Dechaseaux (4), p. 47, pl. VI, fig. 15—20.
1957 *Aequipecten fibrosus* Himișiașvili (6), p. 121, pl. XXIV, fig. 1.

Valva stîngă a unui exemplar găsit în calcarele cu entroce de *Apiocrinites* de pe valea Topliței (Banat).

---

* Formele figurate sînt redate în mărime naturală. Se găsesc expuse în colecția Geologia R.P.R., Facultatea de geologie-geografie, Universitatea București.

Este vorba de forma B (după C. Dechaseaux (4)), cu coaste înguste şi uşor ascuţite, separate între ele prin intervale mai mari. Spre deosebire de exemplarele din Dobrogea[1] şi cele din Gruzia (6), prezintă numai 8—9 coaste, exteriorul valvei păstrînd încă resturi ale unor mici solzi şi striaţii fine, transversale.

Vîrstă : callovian.

Chlamys subtextorius Goldfuss

(Pl. I, fig. 1)

1863 *Pecten subtextorius* Goldfuss (5), p. 48, pl. XC, fig. 11.
1858 *Pecten subtextorius albus* Quenstedt (13), p. 627, pl. LXXVII, fig. 25—26.
1936 *Chlamys subtextorius* Dechaseaux (4), p. 19, pl. III, fig. 2.

Valva dreaptă avînd test oval, plan convex. Prezintă 39 de coaste fine, drepte, aproape egale, grupate uneori cîte două. Mulaj intern.

Localizare : în calcarele calloviene de pe valea Topliţei.

Poziţie stratigrafică : callovian mediu.

Gen. Entolium Meek, 1869

Entolium sp. (gr. E. cingulatum Goldfuss)

(Pl. I, fig. 4)

Exemplar mic, oval-alungit; urechiuşe drepte şi simetrice. Mulaj intern. Prin cele două şanţuri laterale şi depresiunea de pe marginea paleală îl încadrăm grupului *E. cingulatum*, de care diferă totuşi prin unghiul umbonal mai mare. Poate fi o varietate a formei figurată de A. Goldfuss ((6), pl. XCIX, fig. 3, b).

Localizare : valea Topliţei, zona Reşiţa—Banat.

Vîrstă : callovian.

Fam. PHYLLOCERATIDAE Zittel, 1884

Subfam. CALLIPHYLLOCERATINAE Spath, 1927

Gen. Sowerbyceras Parona et Bonnarelli, 1895

Sowerbyceras subtortisulcatum Pompecky

(Pl. III, fig. 16)

[1] A. Bărbulescu, *Contribuţii la studiul faunei de lamellibranchiate jurasice din Dobrogea*, Comunicare prezentată în Sesiunea ştiinţifică a Universităţii Bucureşti, 1962.

1924 *Sowerbyceras subtortisulcatum* Roman (15), p. 87, pl. VII, fig. 3.

Talie mică, involut, cu șanțuri îndreptate puternic spre deschidere, aproape drepte, către exteriorul cochiliei devenind ușor sinuoase.

Localizare : calcarele calloviene cu *Apiocrinites* de pe valea Topliței.

Răspîndire : callovian inferior, mediu și superior.

Fam. **PERISPHINCTIDAE** Steinman, 1890

Subfam. **GROSSOUVRINAE** Spath, 1930

Gen. **Grossouvria** Siemiradski, 1898

Grossouvria curvicosta (Oppel) var. **composita** Pfaehler-Erath

(Pl. III, fig.15)

1938 *Grossouvria curvicosta* (Oppel) var. *composita* Pfaehler-Erath (12), p. 5, pl. I, fig. 1 a, 1 b.

Diametrul maxim = 37 mm ; înălțimea ultimei spire = 13 ; 0,35 mm ; grosimea ultimei spire = 11 ; 0,27 mm ; lărgimea ombilicală = 16 ; 0,43 mm ;

Coaste primare (circa 36), proverse în general, bifurcate în coaste secundare în majoritate retroverse. Fără coaste secundare intercalate. Noduri parabolice și una sau două constricții. Se apropie mult de forma descrisă și figurată de I. Pfaehler-Erath (12) cu deosebirea că pe ultimul tur de spiră are o construcție puternică.

Localizare : calcarele calloviene, cu *Apiocrinites* de pe valea Topliței.

Poziție stratigrafică : callovianul mediu, zona cu *R. anceps*.

Grossouvria curvicosta (Oppel) var.

(Pl. III, fig. 12)

1898 *Perisphinctes curvicosta* Siemiradski (17), p. 96.

Diametrul maxim = 32 mm ; înălțimea ultimei spire = 10 ; 0,31 mm ; lărgimea ombilicală = 15 ; 0,46 mm.

Bifurcarea coastelor primare poate avea loc de două ori : aproape de regiunea ombilicală și aproape de regiunea externă, dînd coaste terțiare. Coastele secundare sînt mai subțiri și puternic retroverse.

Prin ornamentație se apropie de *Grossouvria curvicosta* var. *kontkiewczi* (Siemiradski) și de *Grossouvria curvicosta* var. *evexa* (Quenstedt), păstrînd însă o ornamentație proprie. Raportul dimensional diferit, pre-

cum şi ornamentaţia diferită a acestei forme pot determina existenţa unei varietăţi în cadrul speciei *G. curvicosta* (Oppel).

Localizare : calcarele calloviene de pe valea Topliţei.

Poziţie stratigrafică : callovian mediu.

Gen. **Choffatia** Siemiradski, 1898

Choffatia waageni (Teisseyre)

1932 *Perisphinctes Waageni* Corroy (3), p. 138, pl. XVIII, fig. 1–2.
1938 *Choffatia Waageni* Pfaehler-Erath (12), p. 11, pl. II, fig. 1, 1b. 2a şi 2b.

Diametrul maxim = 48 mm ; înălţimea ultimei spire = 16 ; 0,33 mm ; grosimea ultimei spire = 14 ; 0,29 mm ; lărgimea ombilicală = 22 ; 0,45 mm.

Flancuri uşor aplatizate, regiunea ventrală rotunjită. Ornamentaţie puţin accentuată faţă de varietăţile existente. Coaste primare (circa 28) drepte sau uşor proverse, cu ceva mai accentuate în regiunea ombilicală decît în exteriorul ei şi împărţite în două sau trei coaste secundare mai puţin accentuate. Nu prezintă constricţii prea evidente, iar numărul de coaste este mai redus decît la alte exemplare. În raport cu varietăţile create de I. Pfaehler-Erath (12) şi ţinînd seama de raportul dimensiunilor, apropiem această formă speciei clasice de *Choffatia waageni* (Teisseyre).

Localizare : calcarele calloviene din valea Topliţei.

Fam. **OPPELIDAE** Bonarelli, 1893

Subfam. **HECTICOCERATINAE** Spath, 1925

Gen. **Hecticoceras** Bonarelli, 1893

Hecticoceras salvadori Parona et Bonarelli

(Pl. II, fig. 9, *a – c*)

1911 *Hecticoceras Salvadori* Tsytovitch (18), p. 48, pl. IV, fig. 2 ; p. 53, pl. IV, fig. 3 şi 4.
1932 *Hecticoceras Salvadori* Lemoine (8), p. 247, pl. XIV, fig. 1.

Diametrul maxim = 37 mm ; înălţimea ultimei spire = 13 ; 0,35 mm ; grosimea ultimei spire = 10 ; 0,27 mm ; lărgimea ombilicală = 14 ; 0,30 mm.

Carenă obtuză. Coaste ombilicale proverse (circa 16), spatuliforme, din care pornesc grupuri de cîte 2—3 coaste sifonale retroverse, între care se mai intercalează uneori cîte o coastă sifonală (în total 48). Coastele secundare au tendința de îngroșare la partea lor terminală, întrerupîndu-se însă brusc pe marginea flancului. Linia lobară evidentă și specifică acestei specii.

Apropiem această formă celei figurate de X. de Tsytovitch (18), comparînd mai ales grosimea ultimului tur de spiră, ombilicul relativ deschis și aspectul ornamentației. Față de *Hecticoceras lunula* Reinecke, prezintă coaste externe mai rare, mai puternice și mai puțin arcuate. Față de *H. brighti* Pratt prezintă coaste externe mai puțin arcuate, mai rare și mai groase. De *H. metomphalum* Bonarelli diferă prin linia lobară mai puțin decupată și coaste externe mai puțin arcuate, iar de *H. taeniolatum* Bonarelli prin coaste interne mai pronunțate. În schimb, se apropie în mare parte de *H. pseudopunctatum* (Lahusen) și ar putea reprezenta eventual o formă de trecere spre acesta.

Localizare : calcarele spatice de pe pîrîul Toplița.

Poziție stratigrafică : zona cu *K. jason*, zona cu *Q. lamberti*, zona cu *P. athleta*.

Hecticoceras lugeoni Tsytovitch

(Pl. II, fig. 8)

1911 *Hecticoceras Lugeoni* Tsytovitch (18), p. 30, pl. III, fig. 2.
1915 *Hecticoceras Lugeoni* Loczy (9), p. 326, pl. V, fig. 16.

Înălțimea ultimei spire = 24 mm ; grosimea ultimei spire = 19 mm.

Exemplar la care ultimul tur de spiră este mai înalt față de tururile precedente, ale căror secțiuni sînt aproape rotunde. Turul intern cu coaste scurte, bine marcate, arcuite, pe cînd ultimul tur posedă noduri și coaste destul de puternice.

Prin înălțimea destul de mare a ultimului tur de spiră și prin ornamentația viguroasă apropiem această formă de cea figurată și descrisă de X. de Tsytovitch (18).

Localizare : calcarele calloviene de pe pîrîul Toplița.

Poziție stratigrafică : callovian mediu și superior.

Hecticoceras cf. punctatum Stahl

(Pl. II, fig. 10, *a* — *c*).

1911 *Hecticoceras punctatum* Tsytovitch (18), p. 22, pl. I, fig. 6.
1915 *Hecticoceras punctatum* Loczy (9), p. 66, pl. VI, fig. 2—3.
1932 *Hecticoceras punctatum* Lemoine (8), p. 68, pl. III, fig. 1—12.

Exemplar cu creștere lentă a turului de spiră, secțiune rotundă, flancuri convexe cu grosime mai mare în treimea internă. Coaste bine

reliefate, cele interne proverse, cu tendinţa de a forma tuberculi ascuţiţi în punctul de bifurcaţie, cele externe — cîte două de regulă generală — retroverse, uşor curbate spre deschidere, cu creştere treptată în grosime pînă la marginea ventrală unde dispar.

Localizare : calcarele calloviene de pe valea Topliţei.

Poziţia stratigrafică : zona cu *M. macrocephalus*, zona cu *R. anceps*, zona cu *P. athleta*.

Hecticoceras metomphalum Bonarelli

(Pl. II, fig. 11)

1905 *Hecticoceras metomphalum* Lee (7), p. 105, pl. IV, fig. 5 a—c.
1911 *Hecticoceras metomphalum* Tsytovitch (18), p. 59, pl. V, fig. 13.
1915 *Hecticoceras metomphalum* Loczy (9), p. 322, pl. V, fig. 10—11.
1932 *Hecticoceras metomphalum* Lemoine (8), p. 282, pl. XV, fig. 1—24.
1957 *Hecticoceras metomphalum* Patrulius[2], p. 264.
1955 *Hecticoceras metomphalum* Zeiss (19), p. 251.

Cochilie subinvolută, cu flancuri larg convexe, coaste interne rare, noduloase, bifurcate sau trifurcate, recurbate spre deschidere, margine ventrală ascuţită, secţiune ogivală.

Localizare : calcarele calloviene de pe valea Topliţei.

Poziţie stratigrafică : zona cu *R. anceps*, zona cu *P. athleta*.

Hecticoceras krakoviense Neumayr

1871 *Harpoceras krakoviense* Neumayr (11), p. 28, pl. IX, fig. 5.
1911 *Hecticoceras krakoviense* Tsytovitch (18), p. 11, pl. I, fig. 1, 3, 5; pl. VIII, fig. 12.
1932 *Hecticoceras krakoviense* Lemoine (8), p. 383, pl. XIX, fig. 6, 12.
1957 *Hecticoceras* cf. *Krakoviense* Patrulius (op. cit., p. 264).

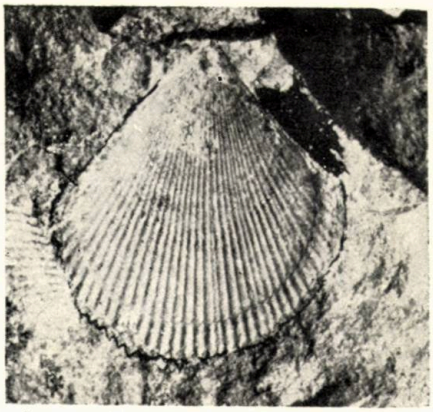
Diametrul maxim = 20 mm.

Coaste proverse, apoi bifurcate, retroverse şi recurbate spre deschidere. Uneori se intercalează şi cîte o coastă simplă. Carenă obtuză, slab evidenţiată, secţiune subcirculară. Se deosebeşte de *H. punctatum* Stahl prin punctul de bifurcaţie mai puţin accentuat şi secţiune aproape izometrică. D. Patrulius citează această formă în ansamblul faunei de *Hecticoceras*, *Choffatia*, *Macrocephalites* etc. în callovianul mediu de pe Muntele Lespezi (bazinul Dîmbovicioarei).

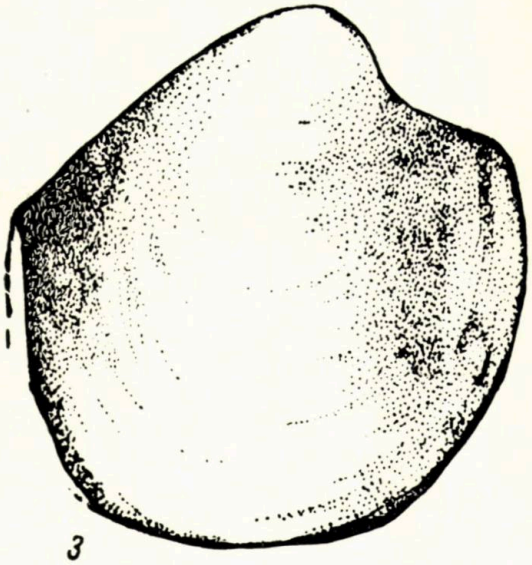
Localizare : calcarele callovine de pe pîrîul Topliţa.

Poziţie stratigrafică : din zona cu *M. macrocephalus* pînă în zona cu *P. athleta*.

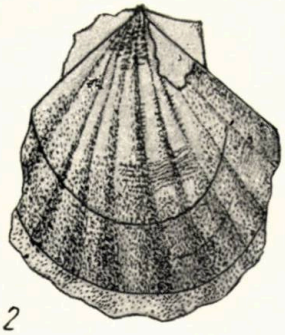
[2] Dan Patrulius, *Corelarea doggerului superior şi a Malmului din Carpaţii Orientali* (Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia geologie-geografie, t. II, nr. 2, 1957) — citează această formă în callovianul mediu de pe Muntele Lespezi (Bazinul Dîmbovicioarei).



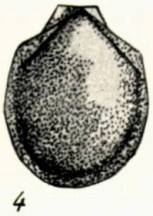
1



3



2



4

5

Fig. 1. — *Chlamys subtextorius* Goldfuss. Fig. 2. — *Chlamys fibrosus* Sowerby. Fig. 3. — *Isoarca* sp. Fig. 4. — *Entolium* sp. (gr. *E. cingulatum* Goldfuss). Fig. 5. — Calcar gălbui-verzui, spatic, cu entroce de *Apiocrinites* şi belemniţi.

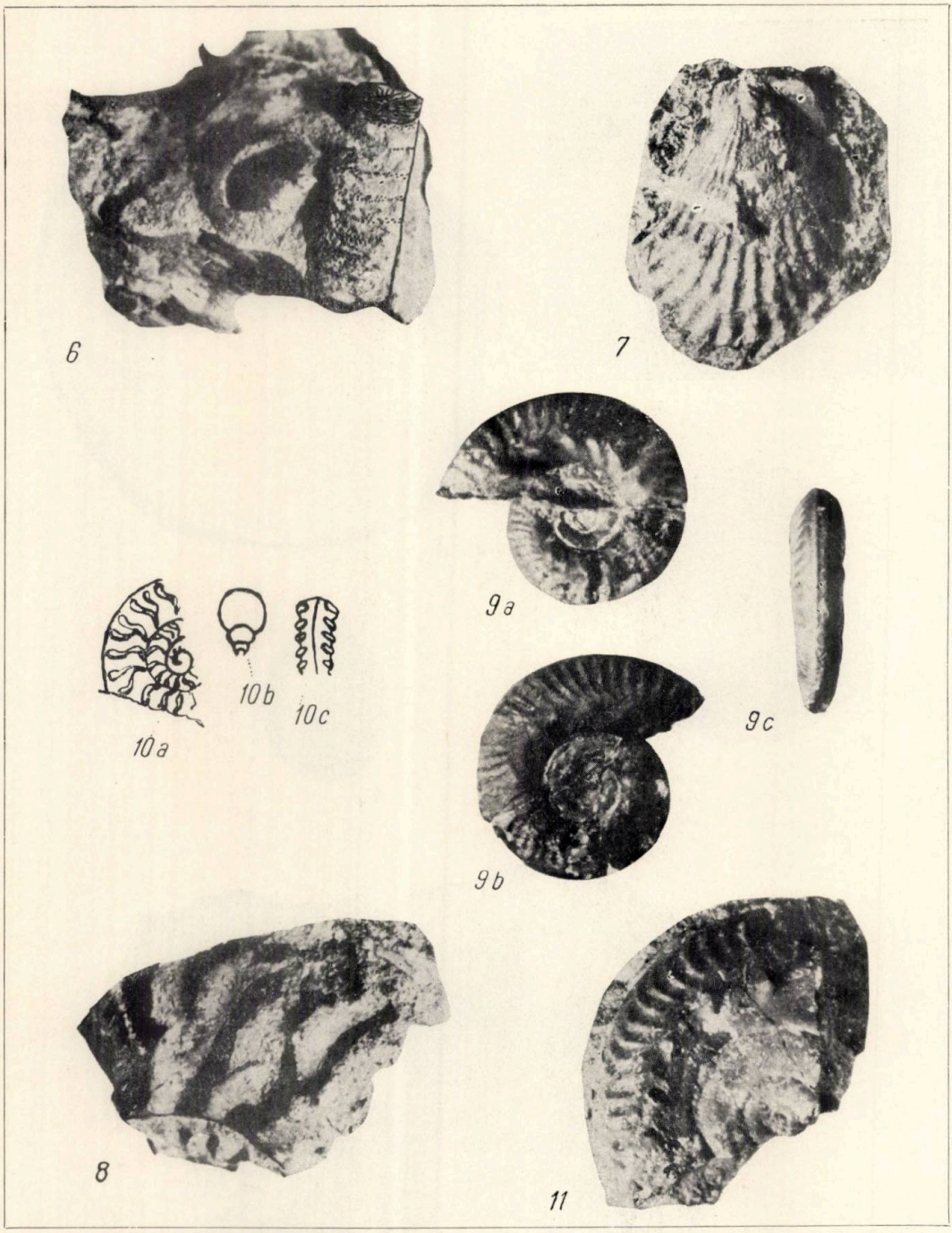


Fig. 6. — *Apiocrinites mespiliformis* Schlotheim. Fig. 7. — *Plicatula* sp. Fig. 8. — *Hecticoceras lugeoni* Tsytovitch. Fig. 9, *a* — *c*. — *Hecticoceras salvadori* Parona et Bonarelli. Fig. 10, *a* — *c*. — *Hecticoceras* cf. *punctatum* Stahl. Fig. 11. — *Hecticoceras metomphalum* Bonarelli.

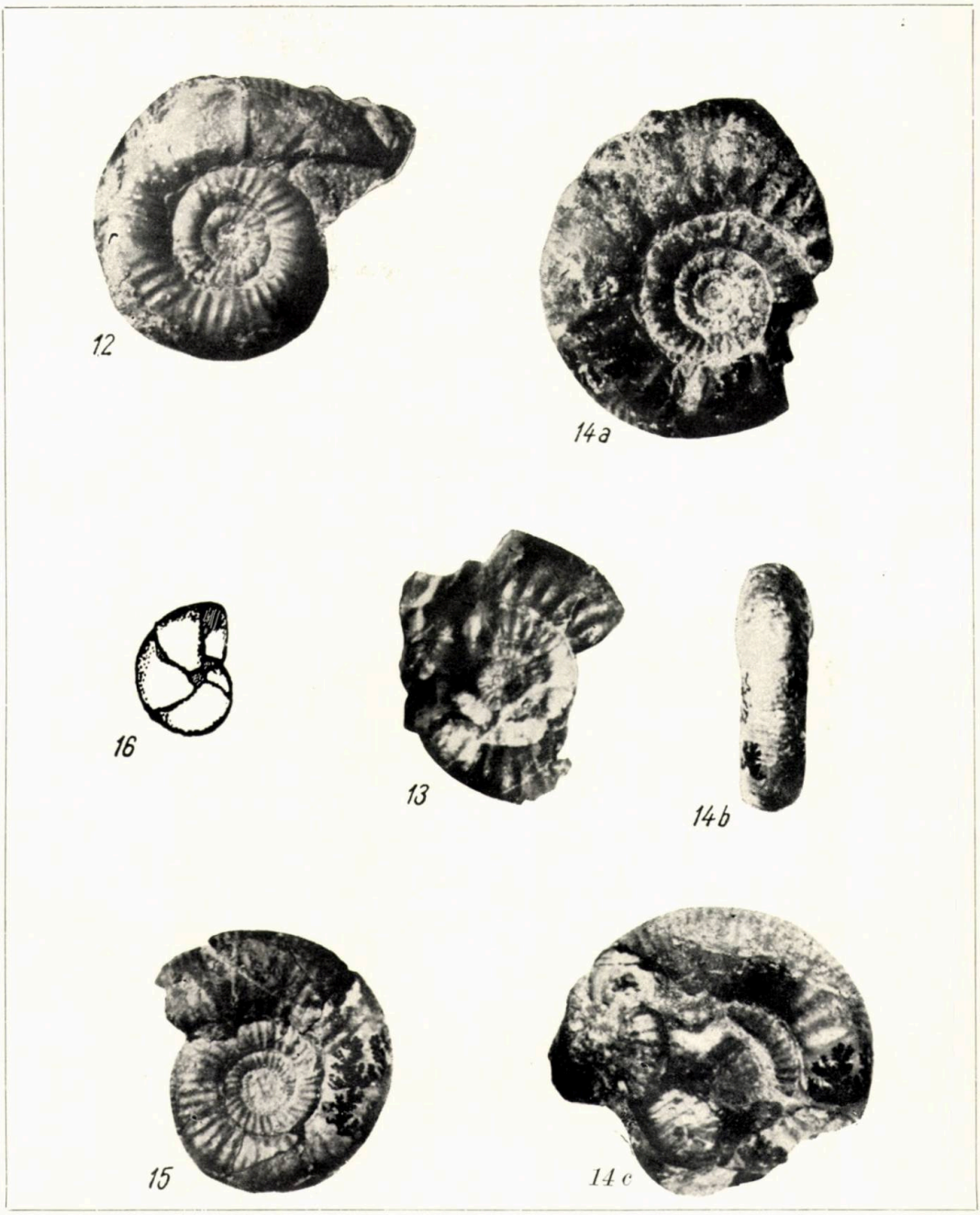


Fig. 12. — *Grossouvria curvicosta* (Oppel) var. Fig. 13. — *Choffatia* sp. Fig. 14. *a — c*, — *Choffatia waageni* (Teisseyre). Fig. 15. — *Grossouvria curvicosta* (Oppel) var. *composita* Pfaehler-Erath. Fig. 16. — *Sowerbyceras subtortisulcatum* Pompecky.

BIBLIOGRAFIE

1. Arkell W. J., *Jurassic geology of the world*, Edinburgh, 1956.
2. Codarcea Al., *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți*, An. Inst. geol. Rom., 1940, **XX**.
3. Corroy G., *Le Callovien de la bordure orientale du Bassin de Paris*, Mém. Cart. Géol. France, Paris, 1932.
4. Dechaseaux C., *Pectinidés jurassiques de l'est du Bassin de Paris. Revision et biogéographie*, Ann. Pal. Française, 1936, **XXV**, *I*, *II* și *III*.
5. Goldfuss A., *Petrefacta Germaniae*, Düsseldorf, 1862, **I**.
6. Химшиашвили Н. Г., *Верхнеюрская фауна Грузии* (*Cephalopoda* и *Lamellibranchiata*), Акад. наук Грузинской ССР, Тбилиси. 1957.
7. Lee G. W., *Etude stratigraphique et paléontologique de la chaine de la Faucille*, Mém. Soc. Pal. Suisse, 1905, **XXXII**.
8. Lemoine E., *Evolution du genre Hecticoceras*, Travaux Lab. Géol. Lyon, 1932, mém. 16, *XIX*.
9. Loczy L. jun., *Monographie der Villanyer Callovien Ammoniten*, Géol. Hungarica, **1915**, **I**, *3—4*.
10. Mutihac V., *Studii geologice în partea mediană a zonei Reșița — Moldova Nouă (Banat)*, Edit. Acad. R.P.R., București, 1959.
11. Neumayr M., *Die Cephalopoden — Fauna der Oolithe von Balin bei Cracau*, Abhdl. d.k.k. Geol. Reichsanst. Wien, 1871.
12. Pfaehler-Erath I., *Sur quelques Grossouvria et Choffatia du Callovien de Chézery* (*Jura français*), Mém. Soc. Pal. Suisse, 1938, **LX**.
13. Quenstedt F. A., *Petrefaktenkunde Deutschlands. Die Cephalopoden*, Tübingen, 1848—1849.
14. Răileanu Gr., Năstăseanu S. și Mutihac V., *Cercetări geologice în regiunea Anina-Doman* (*zona Reșița-Moldova Nouă, Banat*), Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie-geografie, 1957, **II**, *2*.
15. Roman F., *Etude sur le Callovien de la vallée du Rhône*, Trav. Lab. Géol. Lyon, 1924, **XIII**, mém. 5, *6*.
16. Rangheard Y., *Etude paléontologique des représentants du genre Hecticoceras du Callovien du Jura Franc-Comtois*, Ann. Sci. Univ. Besançon, 1961, **2** (Géologie), *14*.
17. Siemiradski J., *Monographische Beschreibung der Ammonitengattung Perisphinctes*, Palaeontographica, 1898—1899, **XLV**.
18. Tsytovitch X. De, *Hecticoceras du Callovien de Chézery*, Mém. Soc. Pal. Suisse, 1911, **XXXVII**.
19. Zeiss A., *Zur Stratigraphie des Callovien und Unter-Oxfordien bei Blumberg* (*Südbaden*), Jb. Geol. Landesanst. Baden.-Württemberg, 1955, **1**, 239—266.

Universitatea București,
Facultatea de geologie-geografie.

Primită în redacție la 21 mai 1963

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA ȘISTURILOR VERZI DIN PARTEA SUDICĂ A DOBROGII CENTRALE*

DE

MIRCEA CHIRIAC și ALECSIE LĂCĂTUȘU

55 (05)

În regiunea studiată s-a separat „seria de Băltăgești — Sibioara", serie care în Dobrogea de sud, la Palazu-Mare, este dispusă transgresiv peste șisturi cristaline. Pe baza unor criterii petrografice și structurale se presupune existența în fundamentul șisturilor verzi a unei cordiliere de cristalin orientată N—S și cu ramificații către E și V. Această cordilieră străbătută de roci intrusive și extrusive a constituit, în urma erodării ei, principala sursă de material pentru șisturile verzi. Se reliefează apoi caracterele tectonice ale șisturilor verzi și raporturile structurale dintre această formațiune și cuvertura sedimentară. Se precizează totodată perioada de timp în care s-a produs încălecarea Dobrogii centrale peste Dobrogea de nord și peste Dobrogea de sud.

Cu ocazia unor lucrări de prospecțiuni geologice în anul 1963, am cercetat în detaliu șisturile verzi care aflorează în partea sudică a Dobrogii centrale într-un perimetru cuprins între localitățile Grădina — Gura Dobrogii — Sibioara — Năvodari — Tîrgușor — Mireasa pe teritoriul raionului Medgidia (reg. Dobrogea).

Pentru a putea face unele corelări stratigrafice, petrografice și tectonice, unul dintre noi (M. Chiriac) a efectuat recunoașteri și în regiunile învecinate (Lumina, Băltăgești, Crucea, Tichilești etc.), ceea ce a avut ca urmare definitivarea unor observații de teren, dintre care unele au fost deja comunicate (M. Chiriac 1960 [1], 1961).

---

* Lucrare publicată și în „Revue roumaine de géologie, géophysique et de géographie — Série de géologie", 1965, **9**, *1* (în limba franceză).

[1] M. Chiriac, *Raport asupra prospecțiunilor pentru fier în perimetrul Topalu — Mamaia-Sat — Constanța — Dunărea (reg. Dobrogea)*, Arh. Com. geol., 1960.

Istoric. Pînă în ultimii ani, şisturile verzi au fost doar parţial studiate, fără a se fi întreprins cercetări sistematice care să fi condus la descifrarea în ansamblu a petrografiei, stratigrafiei şi tectonicii acestui complex. De aceea, în majoritatea lor lucrările mai vechi cuprind date care se referă la regiuni restrînse sau sînt privite unilateral.

Din punct de vedere petrografic, şisturile verzi au fost considerate ca tufuri diabazice (24) sau de natură tufitică (17), caracterul lor de roci sedimentare fiind arătat de D. Ionescu-Bujor (12), (13). Răspîndirea şisturilor verzi din Dobrogea centrală este redată de R. Pascu care totodată semnalează în acest complex (21) conglomeratele şi şisturile roşii. Prezenţa arcozelor este relevată de Şt. Cantuniari la Sibioara (5). Raporturile tectonice dintre şisturile verzi şi formaţiunile Dobrogii de nord sînt arătate de L. Mrazec, care pune în evidenţă linia Peceneaga — Camena (18), de L. Mrazec şi R. Pascu (19) şi de G. Macovei (14).

Structurile majore din şisturile verzi sînt arătate de G. Murgoci, care le consideră orientate NV—SE cu inflexiuni spre V cărte Cîmpia Romînă şi spre E către Marea Neagră. Tot acestui autor i se datoreşte punerea în evidenţă, în regiunea studiată de noi, a anticlinalului Cicraci — Caramurat — Dorobanţu — Tichileşti şi a sinclinalului Taşaul — Palazu — Şeremet — Ghelengic — Tichileşti (20).

I. Atanasiu consideră şisturile verzi ca o formaţiune de fliş a unor mişcări probabil precambrice. Acestea au fost apoi metamorfozate, avînd facies de metamorfism epizonar cloritic (3). În ultimii ani s-a trecut la o cartare detaliată a şisturilor verzi şi la o cercetare sistematică prin metode complexe.

Dintre aceste din urmă cercetări, menţionăm pe acelea ale lui St. Cosma (7), ale lui O. şi E. Mirăuţă (15), (16) şi D. Jipa[2]. St. Cosma distinge în şisturile verzi două serii: una inferioară de vîrstă cambrian-siluriană şi alta superioară de vîrstă carbonifer-permiană. O. Mirăuţă a reuşit să separe în şisturile verzi următoarele serii: seria infragrauwackică, seria grauwackelor inferioare, seria grauwackelor superioare şi seria supragrauwackică.

De asemenea recent, V. Ianovici şi D. Giuşcă au arătat raporturile de discordanţă dintre şisturile verzi şi şisturile cristaline în zona Fîntîna-Mare — Ceamurlia, indicînd prezenţa unui cristalin la Palazu-Mare din Dobrogea de sud (11).

M. Chiriac, studiind depozitele jurasice din Dobrogea centrală, arată existenţa a trei sinclinale: Dealul Saragea—Topalu, Dorobanţu—Ovidiu şi Casimcea — Midia. Răspîndirea actuală a depozitelor jurasice este legată de unele zone structurale cu caracter de sinclinorii ale formaţiunii de fundament (şisturi verzi) şi care au direcţie NV—SE. Totodată se arată ridicările anticlinale ale şisturilor verzi dintre cele trei sinclinale ale depozitelor jurasice şi se pune în evidenţă caracterul de încălecare al

[2] D. Jipa, *Cercetări sedimentologice în şisturile verzi din Dobrogea*, Raport, Arh. Com. geol., 1963.

faliei Capidava — Ovidiu [3] (10). Un studiu microscopic al șisturilor verzi de la Sibioara este făcut de N. Grigoraș și T. Dănet (9), iar al cristalinului și al șisturilor verzi din probele de sondă de la Palazu-Mare de către G. Hristescu și M. Iacobescu [4].

Perimetrul Grădina — Gura Dobrogii — Sibioara — Năvodari — Tîrgușor — Mireasa este constituit geologic din formațiuni metamorfice aparținînd algonkianului (șisturi verzi) și din formațiuni sedimentare aparținînd jurasicului (bathonian, callovian, oxfordian), cretacicului (apțian) și cuaternarului.

Algonkian — șisturi verzi. Formează fundamentul regiunii cercetate. Răspîndirea lor în cadrul perimetrului este redată în figura 7. În afară de prezenta hartă au mai fost studiate șisturile verzi care aflorează în împrejurimile localității Năvodari (N de oraș, ecluza nr. 2), la Lumina, Gălbiori, Crucea, Băltățești și Tichilești.

În complexul șisturilor verzi am distins următoarele tipuri de roci : șisturi cloritice cu aspect filitic, șisturi clorito-sericito-argiloase, șisturi clorito-sericito-grezoase, șisturi clorito-carbonatice, șisturi sericito-hematitice, gresii cloritice, arcoze, microconglomerate arcozice, conglomerate cloritice, conglomerate cu fragmente de șisturi verzi.

Șisturile cloritice cu aspect filitic sînt în general de culoare verzuie-închis. În versantul drept al văii Casimcea de lîngă satul Cheia, aceste șisturi au o culoare verde-închis cu nuanță albăstruie, iar în versantul drept al Văii Seci sînt de culoare verde-închis cu nuanță cenușie-negricioasă. Mai rar au fost întîlnite strate subțiri de șisturi de culoare violacee asemănătoare celor de la Băltățești — Crucea — Gălbiori. Trebuie menționat că în unele zone mai mult sau mai puțin extinse au fost semnalate șisturi de culoare roșie sau cărămizie-deschis. Astfel de șisturi roșii au fost întîlnite în versantul drept al văii Casimcea în aval de satul Casian (debleul căii ferate Medgidia — Tulcea, km 39), în versantul drept al văii Gura Dobrogii (valea Visterna), versantul stîng al văii Cișmelei de lîngă satul Piatra, în dealul dintre Piatra și șoseaua Constanța — Tulcea (N de valea Casimcea), la ecluza nr. 2 Năvodari etc. Șisturile cloritice sînt compacte și se sparg în plăci de cele mai multe ori după fețele de șistozitate și mai rar după cele ale diaclazelor. În masa lor se observă micro- și macroritmuri. Acestea apar sub forma unor benzi cu grosimi de cîțiva milimetri pînă la 6—7 cm.

Ritmurile din șisturi se datoresc zonelor cu o granulometrie diferită, adică porțiunilor mai grezoase din masa rocii. Această sedimentație ritmică atît de evidentă în cadrul șisturilor cloritice ne-a servit pentru determinarea stratificației inițiale a șisturilor verzi.

În toată regiunea șisturile cloritice sînt în alternanță cu gresii sau cu conglomerate. În unele zone șisturile predomină față de gresii, alteori sînt în proporție egală, iar de cele mai multe ori predomină gresiile (fig. 1).

În alte zone șisturile cloritice sînt puternic zdrobite, milonitizate, cum am întîlnit în versantul sudic al lacului Tașaul și pe valea Cantonului

[3] M. Chiriac, *Op. cit.*

[4] G. Hristescu și M. Iacobescu, *Raport asupra cercetărilor petrografice din șantierul Palazu-Mare — Cocoșu*, Arh. Com. geol., 1962.

(Cicracci) de la Sibioara. Studiind la microscop şisturile cloritice, am distins şisturi clorito-sericito-argiloase, şisturi clorito-sericito-grezoase, şisturi clorito-carbonatice şi şisturi clorito-sericito-hematitice.

Şisturile clorito-sericito-argiloase se caracterizează printr-o masă pelito-aleuritică cu textură orientată. Această masă abundă în clorit şi

Fig. 1. — Alternanţă de gresii cloritice cu şisturi cloritice în şisturile verzi de pe valea Carierei (afluent sudic al lacului Taşaul).

sericit, la care se asociază material argilos. Se evidenţiază de asemenea granule angulare sau subangulare de cuarţ cu dimensiuni cuprinse între 0,10 şi 0,28 mm, cu extincţie ondulatorie şi dintre care unele sînt puternic corodate. Într-o cantitate subordonată cuarţului se întîlnesc feldspaţi plagioclazi cu dimensiuni de 0,10—0,80 mm, epidot etc.

Şisturile clorito-sericito-grezoase sînt roci detritogene constituite dintr-o masă argilo-clorito-sericitoasă în care se observă o serie de ritmuri mai mult sau mai puţin uniforme ca grosime. Predomină fracţiunea fină aleuro-pelitică. În zonele grosiere şi fine se constată prezenţa cloritului, cuarţului mai mult sau mai puţin colţuros şi a sericitului. Cloritul apare în urma cloritizării unor lame de biotit. Atît cloritul, cît şi sericitul în zonele argiloase sînt orientaţi pe şistozitate. Epidotul apare sub formă de granule mai mult sau mai puţin individualizate. Alteori el are un caracter difuz şi apare pe fisuri şi pe şistozitate.

Zonele aleuritice care constituie ritmurile sînt alcătuite în mod predominant din granule de cuarţ şi feldspat. Menţionăm că în aceste zone uneori se întîlnesc diseminate numeroase cristale cubice de pirită. Deci pirita aici ar apărea legată de zonele aleuritice ale rocii.

Șisturile clorito-carbonatice au aceeași constituție petrografică ca și șisturile sericito-argiloase, dar se deosebesc de acestea prin prezența unor plaje mai mult sau mai puțin extinse de calcit recristalizat. Se constată în mod frecvent feldspați calcitizați. Calcitul ar rezulta prin fenomene de precipitare.

Șisturile clorito-sericito-hematitice macroscopic sînt fine, de culoare roșiatică sau cărămizie. Alteori prezintă pete verzi. Sub microscop apar constituite dintr-o masă aleuro-pelitică impregnată cu hematit. Această masă mai mult sau mai puțin uniformă include granule fine de cuarț cu dimensiuni de 0,06—0,20 mm, granule de muscovit, de epidot, de biotit cloritizate și sericitizate. De asemenea se mai observă rare cristale de pirită puternic oxidate. Aceste șisturi sînt parțial silicifiate. Pe clivajul unor granule de biotit se constată depuneri de oxizi de fier (hematit). În unele secțiuni se observă că masa fundamentală este silico-hematitică.

Gresiile cloritice au o compoziție petrografică asemănătoare cu cea a șisturilor sericito-grezoase, de care se disting prin mărimea materialului detritic. Cimentul acestor roci de natură clorito-sericitică sau sericitică este pelicular și de atingere.

Materialul detritic este reprezentat prin granule de cuarț cu dimensiuni de la 0,20—1 mm, colțuroase sau rectangulare, urmat în ordinea frecvenței de feldspați plagioclazi (albit-oligoclaz), feldspați potasici (microclin), biotit, muscovit și rare fragmente de roci (cuarțite, micașisturi).

Culoarea gresiilor poate fi de cele mai multe ori verde-închis sau verzuie, alteori verde-închis cu nuanță albăstruie (la Cheia), verde-închis spre cenușie-negricioasă (Valea Seacă), sau roșiatică-cărămizie (debleul căii ferate Medgidia — Tulcea la SE de Casian).

Grosimea stratelor de gresii este cuprinsă între cîțiva milimetri și 15—16 m. Din punct de vedere granulometric, acestea prezintă o gamă foarte variată de la fine pînă la grosiere. De multe ori se observă o trecere gradată de la gresie la conglomerat sau de la gresie spre șisturi cloritice.

Arcozele au aceeași compoziție mineralogică ca și gresiile, avînd o microstructură psamitică și psamo-psefitică, iar microtextura neregulată cu o slabă orientare a elementelor. Față de gresii se înmulțesc elementele de roci, iar feldspații depășesc 15% din masa rocii. Predomină ortoza roz în granule pînă la 1,5 mm diametru. Granulele sînt în general subangulare sau rotunjite. Se observă adesea treceri de la arcoze spre microconglomerate arcozice.

Microconglomeratele arcozice au circa 60% din masa rocii constituită din fragmente de rocă și feldspați mari. În rest ea este alcătuită din material fin grezos, cuarț, clorit, pirită, oxizi de fier secundari, epidot etc. Între fragmentele de roci am recunoscut fragmente de granite mirmechitice, porfire, șisturi sericito-argiloase, gresii cloritice, antepertite, cuarțite etc. Filoane subțiri de cuarț hidrotermal străbat rocile porfirice și cuarțitele. Feldspații sînt reprezentați prin granule de 0,5—6 mm fie de ortoză, fie de microclin sau de albit. Cimentul este pelicular, cloritic. Se observă cum cloritul pătrunde în cuarț sub forma unor incluziuni cu aspect vermicular.

Conglomeratele cloritice sînt constituite în cea mai mare parte din elemente de cuarţ ale căror dimensiuni ajung pînă la 3—4 cm. Alături de cuarţul detritic preponderent se găsesc numeroase fragmente de roci care au fost menţionate mai sus.

Cimentul acestor roci este pelicular, cloritic şi uneori sericitic. Se constată o oarecare orientare a mineralelor în ciment.

Conglomeratele cu fragmente de şisturi verzi se caracterizează prin numeroase fragmente de şisturi clorito-filitice pe care le conţin. Aceste fragmente sînt prinse într-o matrice clorito-sericitică.

Menţionăm că uneori şi în conglomeratele cloritice şi în microconglomeratele arcozice se întîlnesc fragmente de şisturi cloritice şi de gresii cloritice, însă în ultimul tip de conglomerat se întîlnesc numai şisturi cloritice cu aspect filitic. Atît conglomeratele cloritice, cît şi cele cu fragmente de şisturi verzi sau microconglomeratele arcozice sînt foarte frecvente în regiune, fiind întîlnite pe valea Vrînceanului de la sud de Grădina ; în ambii versanţi ai văii Casimcea dintre Cheia şi Grădina ; pe Valea lui Ştefănică ; valea Jitianului ; versantul drept al văii Casimcea la Cheia ; versantul drept al văii Mireasa ; vîlceaua de la E de Valea lui Vlădeanu (între Tîrguşor şi Mireasa) ; Dealul Colţanii Mari ; Dealul Colţanii Mici ; valea Tîrguşor (versant drept) ; versantul drept al văii Casimcea dintre satul Casian şi Gura Dobrogii ; valea Icula ; culmea dealului de la sud de comuna Tîrguşor ; la locul denumit „Urdă Dulce" de la SV de şoseaua Tîrguşor — M. Kogălniceanu ; în ambii versanţi ai văii Casimcea din dreptul satului Palazu-Mic ; pe unii afluenţi ai văii Sitorman ; valea Dolufacului.

Cele mai multe se întîlnesc însă în versantele sudic şi vestic ale lacului Taşaul ; pe valea Cantonului şi pe afluenţii acestei văi (Valea lui Petre Mitrea, Valea lui Duşan) ; pe valea Carierei (afluent sudic al lacului Taşaul) şi pe afluentul ei Valea cu Izvorul (fig. 2).

De asemenea, conglomerate au mai fost întîlnite în împrejurimile localităţii Năvodari, la ecluza nr. 2 Năvodari, lîngă comuna Lumina (Cogealia) şi în versantul stîng al văii Boasgicului în aval de localitatea Băltăgeşti (M. Chiriac, 1960).

Conglomeratele sînt intraformaţionale, uneori apar ca lentile în masa gresiilor arcozice (versantul sudic al lacului Taşaul), alteori se găsesc dispuse în masa gresiilor sau într-o secvenţă de şisturi cloritice. Conglomeratele au formă lenticulară cu grosimi cuprinse între 0,05 şi 5 m. Lungimea lor poate ajunge la 100 m. Elementele constituente sînt în general rotunjite şi au dimensiuni cuprinse între 0,2 şi 10 cm.

În afară de rocile menţionate mai sus în şisturile verzi se întîlnesc numeroase filoane de cuarţ a căror grosime variază de la 0,02 pînă la 1,20 m, pe lungimi de la 0,10 pînă la 120 m. Filoanele se găsesc dispuse pe şistozitate, pe diaclaze şi mai rar pe stratificaţie.

Răspîndirea conglomeratelor şi a filoanelor de cuarţ este redată în harta geologică la scara 1 : 10 000 a acestei regiuni, hartă ridicată de noi în anul 1963 [5].

[5] M. Chiriac şi A. Lăcătuşu, *Raport asupra prospecţiunilor pentru fier în şisturile verzi din regiunea Grădina — Gura Dobrogii — Sibioara — Tîrguşor — Mireasa (reg. Dobrogea)*, Arh. Com. geol., 1963.

Menționăm că în șisturile verzi din regiune am întîlnit pe unele suprafețe de strat urme de valuri și mecanoglife. Acestea au format obiectul unui studiu de specialitate întocmit de geologul D a n J i p a în anul 1963.

Din studiul microscopic [6] al șisturilor verzi rezultă următoarele :

1. Șisturile verzi sînt roci sedimentare ce au suferit un metamorfism slab, care se remarcă printr-o ușoară orientare a mineralelor din cimentul

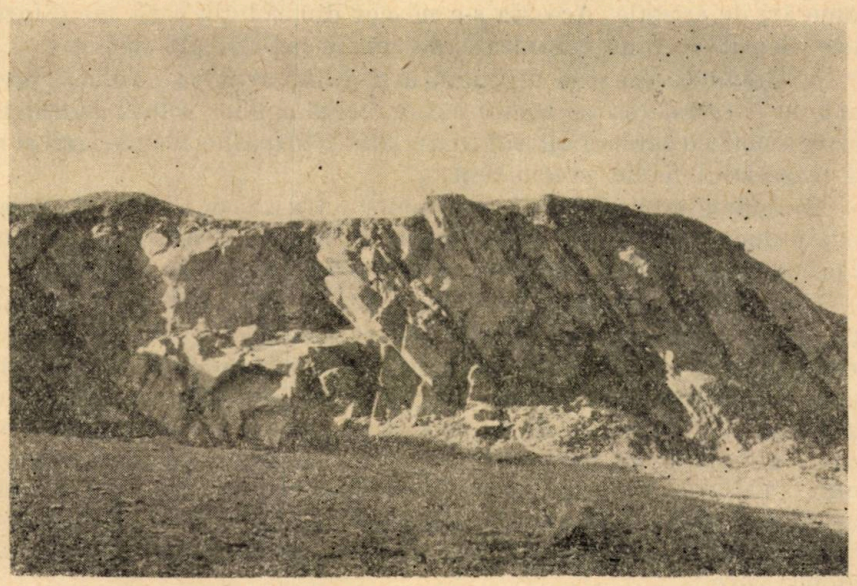


Fig. 2. — Alternanță de gresii cloritice, șisturi cloritice cu microconglomerate arcozice în șisturile verzi din cariera Sibioara.

rocilor, prin prezența în cantitate mare a cloritului, a epidotului și sericitului.

2. Pe lîngă materialul detritic, șisturile verzi conțin și o oarecare cantitate de material piroclastic acid (cuarțuri corodate, feldspați alterați etc.).

3. Cloritul care este prezent în toate tipurile de roci ale acestui complex petrografic este de proveniență allogenă și a rezultat din transformarea biotitului (provenit la rîndul său din roci metamorfice și eruptive) și de origine autigenă rezultînd din transformarea materialului argilos și piroclastic.

4. Pirita este răspîndită sporadic fie sub formă de cristale izolate în rocile pelitice, fie sub formă de aglomerări de cristale în zonele aleuri-

[6] Mulțumim dr. V. C. P a p i u pentru ajutorul dat în examenul microscopic.

tice ale şisturilor pelitice. Această situaţie ne face să considerăm pirita, pe de o parte, de origine sinsedimentară, iar pe de altă parte de origine hidrotermală.

Astfel pirita sinsedimentară ar fi aceea legată de roci pelitice şi care a apărut în legătură cu materia organică. Ea se prezintă în general sub formă de cristale izolate. Cea de origine hidrotermală dispusă în zonele aleuritice ale şisturilor cloritice, sau pe fisuri se prezintă sub formă de aglomerări de cristale. Aceasta s-a născut din soluţii care au difuzat în zonele aleuritice, fiind ecranizată de zonele pelitice ale rocilor.

5. Epidotul are şi el o geneză mixtă. Apariţia sa pe fisuri poate fi legată de pătrunderea pe aceste căi de acces a unor soluţii hidrotermale postmetamorfice care au alterat materialul feldspatic (plagioclazi) şi eventual materialul femic preexistent.

Granulele individualizate de epidot prezente în rocile cloritice pot fi legate de însuşi procesul de metamorfism incipient, pe seama unui material primar pentru care admitem că ar avea o origine piroclastică.

Unul dintre noi (M. Chiriac 1960, 1961) a arătat că la Palazu-Mare există o ridicare a unui cristalin mezozonal, pe flancurile căruia se găsesc şisturi verzi. Aceeaşi formaţiune s-a întîlnit şi în forajul de la Cocoşu [7]. În studiul microscopic făcut asupra carotelor unor foraje de la Palazu-Mare şi a forajului de la Cocoşu, G. Hristescu şi M. Iacobescu au confirmat părerea exprimată anterior, arătînd că peste cristalinul constituit din şisturi cuarţo-amfibolice cu magnetit, cuarţite, micaşisturi, gnaise, se dispun şisturi verzi alcătuite din roci piroclastice, lave spilitice, şisturi argilo-grezoase, gresii şi gresii arcoziene, gresii microconglomeratice [8].

Comparînd şisturile verzi din regiunea studiată de noi în vara anului 1963 cu rocile de la Palazu-Mare şi Cocoşu atribuite acestor şisturi de către G. Hristescu şi M. Iacobescu (1962), am constatat o asemănare perfectă care merge pînă la identitate.

Remarcăm cu această ocazie următoarele :

1. La Palazu-Mare se dispune transgresiv peste cristalin seria denumită de noi Băltăgeşti — Sibioara a şisturilor verzi, fără a exista aici o serie mai puternic metamorfozată, cum se întîlneşte în baza acestui complex care apare în partea nordică a Dobrogii centrale la Fîntîna-Mare — Ceamurlia.

Această situaţie ar putea fi interpretată şi în sensul că la Palazu-Mare am avea de-a face cu partea bazală a şisturilor verzi care spre N schimbă de facies, fiind ceva mai metamorfozată.

2. În elementele gresiilor microconglomeratice din şisturile verzi, care se dispun peste cristalin la Palazu-Mare s-a arătat de către G. Hris-

[7] M. Chiriac, *Op. cit.*
[8] G. Hristescu şi M. Iacobescu, *Op. cit.*

tescu și M. Iacobescu că se întîlnesc fragmente de cuarțite cu magnetit remaniate din acest fundament.

Șisturile verzi au fost considerate de vîrstă precambriană de către G. Murgoci (20), I. Atanasiu (3), O. și E. Mirăuță (15), (16), M. Chiriac [9], V. Ianovici și D. Giușcă (11), N. Grigoraș și T. Dăneț (9); de vîrstă siluriană de către Gr. Ștefănescu (25), V. Anastasiu (1), (2) și G. Macovei (14); sau de vîrstă permocarboniferă de către R. Pascu (21) și St. Cosma și colaboratori (7). Acest din urmă autor atribuie seriei inferioare a șisturilor verzi o vîrstă cambrian-siluriană, iar seriei superioare o vîrstă carbonifer-permiană (1961). În ultimii ani tot mai multe date pozitive vin să confirme vîrsta precambriană sau eventual cambriană a șisturilor verzi.

Astfel, la Tuzla (Dobrogea de sud) a fost întîlnit silurianul nemetamorfozat și slab ondulat, iar la Topraisar, pe același profil, șisturi verzi intens cutate, ceea ce presupune între cele două formațiuni raporturi de discordanță (N. Grigoraș, 1956).

Într-un foraj la Bordeiu-Verde, din partea de NE a Cîmpiei Romîne, s-au întîlnit depozite sedimentare nemetamorfozate și aproape orizontale aparținînd ordovicianului și silurianului (G. Murgeanu).

De aici s-ar putea deduce că șisturile verzi au fost metamorfozate și cutate într-o fază de orogeneză algonkiană sau eventual cambriană și că în această regiune nu s-a depus cambrianul (lacună de sedimentare).

Din examinarea litologică a șisturilor verzi reiese că acestea reprezintă o formațiune de fliș după cum a arătat I. Atanasiu (3). Caracterul de fliș al depozitelor rezultă din alternanța deasă dintre șisturile cloritice și gresiile cloritice, din prezența sedimentării gradate și ritmice a conglomeratelor intraformaționale, a hieroglifelor etc.

Noi am constatat că schimbările de facies sînt foarte frecvente în șisturile verzi și se manifestă fie pe verticală, fie pe orizontală. Pentru a ne putea da seama de schimbările faciale pe orizontală am examinat în detaliu litologia șisturilor verzi din flancurile cutelor anticlinale și sinclinale, deplasîndu-ne paralel cu axele lor. Am putut astfel constata că un pachet de strate în care pe o anumită porțiune predominau gresiile cloritice schimba de facies pe cîteva sute de metri și devenea predominant șistos. În același sens au loc schimbări de facies și pe verticală.

Șisturile verzi din regiunea studiată, ca și acelea de la Lumina, Băltăgești, Crucea, Tichilești, prezintă unele caractere litologice comune:

1. Frecvența mare a conglomeratelor și arcozelor.
2. Prezența unor șisturi clorito-hematitice roșii sau cărămizii.
3. Frecvența mare a intercalațiilor de șisturi cloritice.
4. Gradul de metamorfism slab.

Datorită faptului că în zona Băltăgești — Crucea — Gălbiori apar în șisturile verzi puternice intercalații de șisturi cloritice cu aspect filitic foarte slab metamorfozate, de culoare violacee, unii autori le consideră

[9] M. Chiriac, *Op. cit.*

ca făcînd parte dintr-o serie aparte denumită de Şt. Cosma[10] „seria de Băltăgeşti" şi de O. Mirăuţă[11] ca „seria supragrauwakică".

Din examinarea microscopică a acestor serii, ca şi din descifrarea tectonicii lor, ne-am putut da seama că reprezintă una şi aceeaşi serie. Predominanţa şisturilor cloritice amintite din zona Băltăgeşti — Crucea nu reprezintă decît o schimbare de facies a şisturilor verzi de la Sibioara, Năvodari, Lumina. Considerăm deci că şisturile verzi din regiunea studiată, împreună cu cele de la Năvodari, Lumina, Băltăgeşti — Crucea — Tichileşti, formează o serie deosebită prin caracterele litologice menţionate mai sus, faţă de şisturile verzi care aflorează mai la nord de această regiune, şi pe care o denumim „seria de *Băltăgeşti — Sibioara*".

Jurasic. Depozitele jurasice din cadrul regiunii sînt foarte răspîndite, formînd o zonă largă în partea sa centrală (fig. 6 şi 7).

Lăţimea zonei de calcare jurasice din versantul drept al văii Casimcea este cuprinsă între 2 şi 3,5 km.

Pe baza asociaţiilor faunistice s-a putut stabili în depozitele jurasice din sinclinoriul Casimcea — Midia prezenţa oxfordianului (V. Anastasiu, 1898, D. Patrulius, 1956, D. Patrulius şi colaboratori, 1959), a bathonianului şi callovianului (M. Chiriac, A. Perianu şi A. Cehlarov, 1959)[12].

Apţian. În această regiune erau cunoscute depozite apţiene continental-lacustre pe valea Cişmelei de lîngă satul Piatra (G. Macovei) care au fost consemnate pe harta Institutului geologic la scara 1 : 500 000, foaia 6 b (ediţia 1937). În urma cercetărilor din anul 1959, M. Chiriac A. Perianu şi A. Cehlarov au mai semnalat depozite apţiene în zona de confluenţă a văii Casimcea cu valea Gura Dobrogii, pe dealul dintre satul Piatra şi şoseaua Constanţa — Tulcea (în trei aflorimente) şi în versantul nordic al lacului Taşaul (la SE de Piatra).

În cursul cercetărilor noastre din anul 1963 am semnalat (M. Chiriac) şi alte iviri de apţian în următoarele zone : în versantul stîng al văii Casimcea dintre localităţile Grădina şi Cheia şi în continuare în versantul stîng al văii Grădina ; în versantul stîng al văii Casimcea din faţa satului Cheia ; în versantul stîng al Văii lui Ştefănică ; versantul stîng al văii Jitianului ; în versantul stîng al văii Casimcea, în amonte 1 km de satul Casian (inclusiv valea Duţului) ; în versantul drept al văii Casimcea de la S de satul Casian ; pe flancul de sud şi de est al zonei de jurasic de la E de satul Casian (două iviri) ; în versantul stîng al văii Icula în apropiere de confluenţa acesteia cu valea Casimcea (două aflorimente) ; în versantul drept al văii Casimcea din dreptul confluenţei acesteia cu valea Gavargicului ; în versantul stîng al văii Casimcea din dreptul satului Palazu-Mic (trei aflorimente) ; în versantul stîng al văii Tîrguşor din aval de comuna Tîrguşor ; în versantul stîng al Văii Seci şi la ecluza Năvodari. Unul dintre noi

---

[10] St. Cosma, *Raport geologic în Dobrogea de mijloc (zona Valea-Neagră şi zona Băltăgeşti)*, Arh. Com. geol., 1961.

[11] Comunicare ţinută la Comitetul geologic în mai 1964.

[12] M. Chiriac, A. Perianu şi A. Cehlarov, *Raport asupra zăcămintelor de calcare din regiunea Mireasa — Cheia — Tîrguşor — Gura Dobrogii — Piatra — Năvodari — Capu Midia*, Arh. Com. geol., 1959.

(A. Lăcătuşu) a semnalat un mic afloriment de apţian lîngă satul Vulturu. Depozitele apţiene sînt dispuse transgresiv fie peste şisturi verzi (valea Baba Mută, valea Icula etc.), fie peste depozite jurasice (bathonian şi callovian), cum se observă pe valea Cişmelei de lîngă satul Piatra, versantul drept al văii Casimcea etc. Apţianul este acoperit direct de sol sau de loess. El este constituit din numeroase tipuri de roci: argile caolinice multicolore, argile nisipoase, nisipuri silicioase, pietrişuri, bolovănişuri, gresii silicioase şi slab calcaroase, conglomerate cuarţitice şi cuarţite sedimentare. Aceste depozite au fost atribuite apţianului prin comparaţie cu depozite similare din punct de vedere litologic, dezvoltate în Dobrogea de sud. Menţionăm că în mai multe iviri au fost întîlnite gresii cu resturi incarbonizate de plante. Urme vegetale au mai fost întîlnite în argilele caolinice. Apţianul este reprezentat aici prin faciesul său continental-lacustru şi nicăieri nu au fost întîlnite în această regiune depozite marine aparţinînd aceleiaşi formaţiuni.

S-a arătat anterior că în Dobrogea în apţian a existat o puternică fază de eroziune. În acest timp s-a instalat o reţea hidrografică, care transporta material din Dobrogea de nord şi centrală (M. Chiriac, 1957). În legătură cu aceasta se observă că majoritatea depozitelor apţiene se situează în zona văii Casimcea. Acest lucru ne arată că eroziunea din timpul apţianului a fost foarte activă pe flancul de NE al sinclinoriului Casimcea — Midia, formînd aici o mică fosă umplută cu depozite apţiene. Instalarea văii Casimcea tocmai în lungul acestei fose arată că depozitele apţiene au fost mai uşor înlăturate de valea amintită decît şisturile verzi şi jurasicul.

Cuaternar. Această formaţiune este constituită din lehmuri, loessuri, loessuri resedimentate, aluviuni şi depuneri de baltă. Peste tot, în cadrul regiunii se constată prezenţa unui relief preloessian.

Tectonica. În cadrul perimetrului studiat, deosebim o tectonică a fundamentului şi alta a cuverturii sedimentare.

A. *Tectonica fundamentului.* Fundamentul alcătuit din şisturi verzi se prezintă intens cutat. Din descifrarea tectonicii acestuia s-au putut distinge structuri anticlinale şi sinclinale majore pe fondul cărora există mai multe cute secundare.

Structurile majore au caractere de anticlinorii şi sinclinorii. În partea de NE a perimetrului am distins anticlinoriul Cheia — Casian — Săcele, iar în partea de SV anticlinoriul Crucea — Sibioara — Năvodari. În zona centrală, cuprinsă între cele două structuri, se dezvoltă sinclinoriul Casimcea — Midia, peste care se suprapune mai mult sau mai puţin perfect structura sinclinorie a depozitelor jurasice care poartă aceeaşi denumire (fig. 6).

a. *Anticlinoriul Cheia — Casian — Săcele* se dezvoltă între localităţile Grădina, Cheia, Casian, prin partea superioară a văii Icula şi trece probabil pe la N de localitatea Săcele.

Flancul său nordic înclină cu 40—60° spre N,NE şi NV, iar flancul său sudic are cam aceleaşi înclinări spre S,SE şi SV.

Acest anticlinoriu este orientat aproape V—E în porţiunea sa de la V de Casimcea, după care între valea Casimcea şi localitatea Casian se

curbează orientîndu-se NV—SE, iar de la Casian îşi schimbă din nou direcţia spre partea inferioară a văii Icula SV—NE, de unde se îndreaptă la N de Săcele pe o direcţie aproape E—V.

b. *Anticlinoriul Crucea — Sibioara — Năvodari* se dezvoltă în partea de SV a perimetrului, trecînd pe la SV de satul Mireasa, SV de localitatea

Fig. 3. — Cută anticlinală secundară în şisturile verzi din versantul stîng al văii Casimcea în aval de satul Palazu-Mic.

Tîrguşor, pe la E de Sibioara, de unde se curbează spre Năvodari trecînd prin mijlocul lacului Taşaul. Acest anticlinoriu este orientat NV-SE, devenind aproape V—E în apropiere de Sibioara, sau VNV—ESE în porţiunea dintre Sibioara şi Năvodari.

Această structură majoră anticlinală asimetrică are flancul de NE mai puţin înclinat (în medie 50°), iar flancul de SV mult mai înclinat (în medie 70°). Cele două anticlinorii, cu toate că nu au fost urmărite pe toată lungimea lor, presupunem că sînt convergente unul faţă de celălalt şi se unesc într-un punct situat între localităţile Crucea şi Pantelimonu-de-Sus.

După contopire, anticlinoriul Crucea — Sibioara — Năvodari se continuă spre NV către Hîrşova şi probabil atinge malul Dunării între localităţile Hîrşova şi Saraiu.

c. *Sinclinoriul Casimcea — Midia* se dezvoltă între cele două anticlinorii descrise mai sus. Acest sinclinoriu orientat aproximativ NV—SE în porţiunea dintre Mireasa şi Gura Dobrogii, îşi modifică direcţia către Capu Midia, căpătînd direcţia VNV—ESE. El se ridică periclinal spre Mireasa şi se afundă spre Marea Neagră.

Pe fondul acestei structuri majore au fost semnalate mai multe cute anticlinale şi sinclinale secundare (fig. 6 şi fig. 3). Din cercetarea sumară a regiunilor învecinate, am constatat că în zona Băltăgeşti — Crucea — Gălbiori apare în şisturile verzi un mare sinclinoriu, al cărui ax orientat NV—SE trece prin Dealul Saragea şi prin partea centrală a Dealului Alah, de unde spre NV este acoperit de către depozite jurasice.

Acest sinclinoriu suferă o ridicare axială la SV de Dealul Saragea între localitățile Țepeș-Vodă și Dorobanțu. De la Dorobanțu spre Ovidiu sinclinoriul de șisturi verzi se afundă spre SE și suportă sinclinoriul depozitelor jurasice denumit Dorobanțu — Ovidiu. Deci sinclinoriul de șisturi verzi de la Dealul Saragea — Băltăgești se continuă spre SE cu sinclinoriul presupus a se dezvolta între Dorobanțu și Ovidiu, astfel încît formează un sinclinoriu mare, unic, Băltăgești — Ovidiu, mărginit spre SV de anticlinoriul Crucea — Sibioara—Năvodari și orientat NV—SE aproape paralel cu linia de încălecare Capidava — Ovidiu (fig. 4).

O altă constatare se referă la faptul că într-o zonă situată la NE de falia Capidava — Ovidiu paralelă cu aceasta, și lată de 10—15 km, structurile majore ale șisturilor verzi sînt orientate NV—SE, ca și această linie de încălecare. Același lucru se remarcă în zona de la SV de falia Peceneaga—Camena. Nu tot aceeași situație există însă în zona centrală a șisturilor verzi, unde structurile sînt orientate E—V sau chiar ENE—VSV.

Explicația acestui fapt credem că este următoarea : într-o anumită perioadă de timp (probabil la limita dintre barremian și apțian) s-au exercitat puternice forțe tangențiale asupra Dobrogii centrale atît dinspre SV (din Dobrogea de sud), cît și dinspre NE (din Dobrogea de nord). În urma acestor presiuni s-a produs deversarea bilaterală a șisturilor verzi pe de o parte peste Dobrogea de nord pe linia Peceneaga — Camena, iar pe de altă parte peste Dobrogea de sud pe linia Capidava — Ovidiu.

În zonele apropiate celor două falii, unde presiunile erau mai puternice, s-a produs o reorientare a cutelor șisturilor verzi paralele cu acestea, pe cînd în zona de mijloc a Dobrogii centrale, unde forțele tangențiale s-au resimțit mai slab și datorită gradului de compatibilitate diferită a rocilor la cutare, structurile șisturilor verzi s-au modificat mai slab, păstrînd mai mult sau mai puțin direcția cutelor inițiale sau, mai bine zis, a unor cute mai vechi.

În legătură cu timpul cînd a avut loc deversarea bilaterală a șisturilor verzi peste Dobrogea de N și de S, aducem următoarele preciziuni :

La Ovidiu, în marginea vestică a lacului Suitghiol se observă că depozitele kimmeridgiene, împreună cu cele barremiene din flancul de SV al faliei Capidava — Ovidiu, ajung să fie puternic înclinate sau chiar răsturnate în apropierea planului de fractură. Apțianul dispus cu discordanță unghiulară peste barremian este ușor ondulat sau aproape orizontal. Deci încălecarea șisturilor verzi peste Dobrogea de sud a avut loc după depunerea barremianului și înaintea apțianului (M. Chiriac, 1960, 1961).

O situație similară se constată în legătură cu linia Peceneaga — Camena (fig. 5). La Cîrjelari se observă că depozitele jurasice sînt intens cutate și prinse sub încălecarea șisturilor verzi. Depozitele apțiene care stau peste cele jurasice de aici sînt discordante și aproape orizontale (M. Chiriac, 1963 [13]).

[13] M. Chiriac, *Raport asupra zăcămintelor de calcare de la Dorobanțu — Cîrjelari (reg. Dobrogea)*, Arh. Com. geol., 1963.

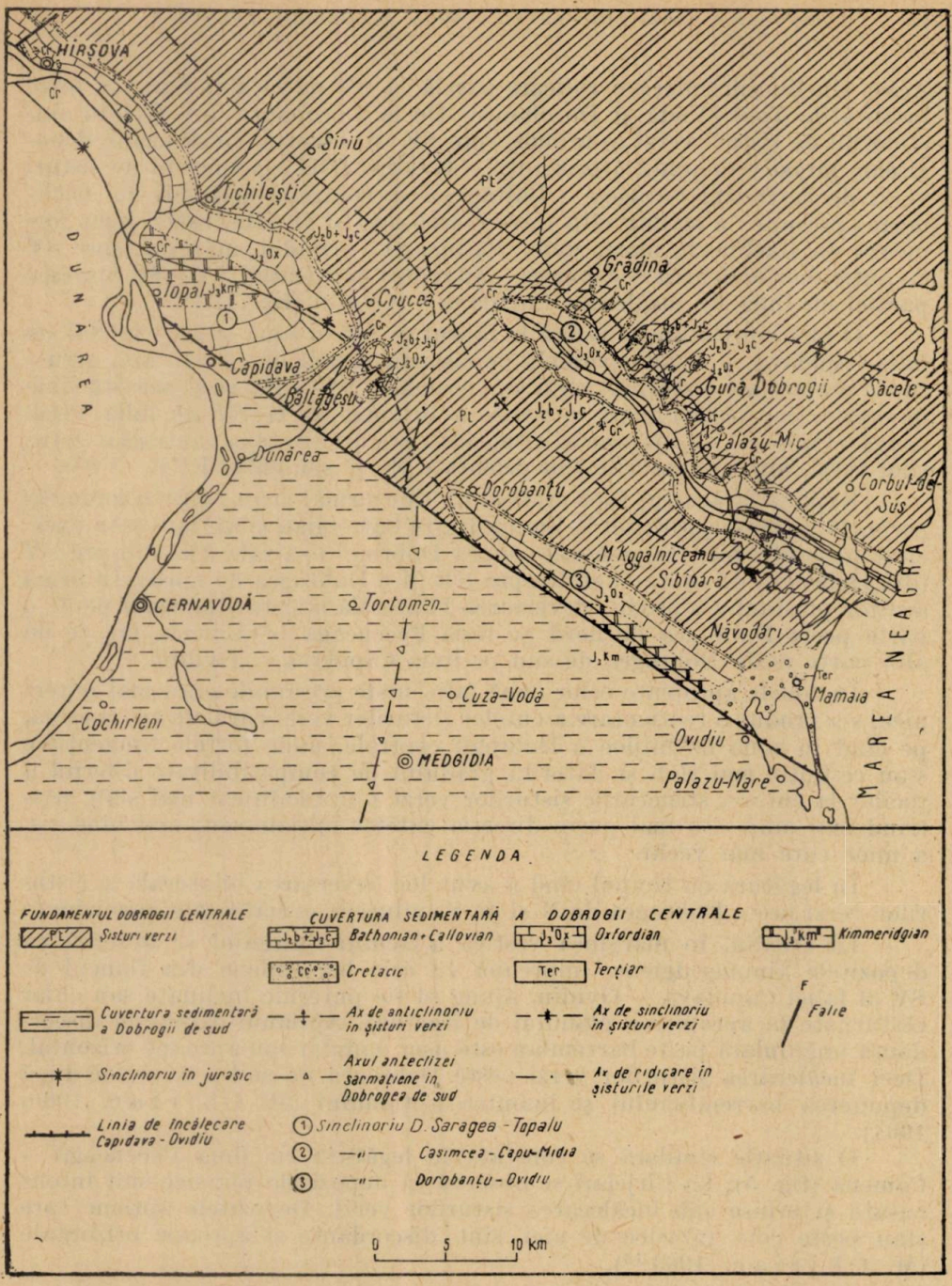


Fig. 4. — Schiță structurală și tectonică a părții sudice a Dobrogii centrale și a porțiunii nordice a Dobrogii de sud (după M. Chiriac, 1960, 1963).

Observație. În această schiță s-au exclus depozitele cuaternare. De asemenea s-au îndepărtat și depozitele aptiene din partea centrală și cea vestică a sinclinoriului Dorobanțu — Ovidiu.

Din întocmirea hărții cu direcțiile și înclinările șistozității șisturilor verzi din cadrul perimetrului cercetat, se constată următoarele :

1. Direcțiile șistozității în zona de la NE de jurasicul de pe Casimcea sînt orientate aproximativ E—V, cu excepția porțiunii dintre Gura Dobrogii și Palazu-Mic.

2. În zona de la SV de jurasic, șistozitatea este orientată NV—SE.

3. Valorile înclinărilor șistozității sînt mari, fiind cuprinse între 80 și 100°.

4. În unele zone din perimetru se observă un paralelism între direcțiile șistozității și axele cutelor (de exemplu în versantul sudic al lacului Tașaul, pe valea Miresei etc.). În alte porțiuni direcțiile șistozității devin oblice față de axele cutelor (versantul stîng al văii Casimcea între Grădina și Casian) (fig. 7).

Din aceste constatări rezultă că șisturile verzi din regiune au fost afectate de mai multe faze de cutare. Dacă structurile ar fi apărut numai în urma unei singure faze de cutare, atunci direcțiile șistozității trebuiau să fie paralele cu axele structurilor.

În sprijinul existenței mai multor faze de cutare care au afectat această regiune stă și faptul că axele cutelor majore din șisturile verzi sînt intersectate oblic în aceste porțiuni de o serie de cute anticlinale și sinclinale secundare (fig. 6 și 7).

Diaclazele sînt unele paralele cu axele cutelor, cum se observă pe valea Jitianului, între Mireasa și Tîrgușor etc. (diaclaze de destindere), altele sînt orientate perpendicular pe axele cutelor, cum se observă la S de Grădina, valea Icula, valea Gavargicului, valea Tîrgușor etc. (crăpături de extensiune).

O altă problemă este aceea în legătură cu frecvența conglomeratelor din seria de Băltăgești — Sibioara.

Sursa unei mari părți din elementele acestor conglomerate o considerăm situată la SV de perimetrul cercetat, în zona Palazu-Mare. Constituția litologică a crestei de cristalin de la Palazu-Mare nu satisface în întregime asociația de fragmente de roci metamorfice mezozonale întîlnită în elementele conglomeratelor din șisturile verzi. Pentru explicarea frecvenței conglomeratelor și a asociației petrografice a elementelor, unele considerații structurale ne fac să presupunem existența unor cordiliere în cadrul bazinului de sedimentare, cordiliere care să fi fost străbătute de roci intrusive sau extrusive. Drept cordilieră poate fi considerată și creasta de cristalin de la Palazu-Mare. Credem că țărmul sudic al bazinului de sedimentare al șisturilor verzi trebuie să fi fost situat în Dobrogea de sud sau, eventual, în partea de NE a R. P. Bulgaria. Acest lucru rezultă și din faptul că la Topraisar într-un foraj al M.I.P.C. au fost întîlnite șisturi verzi reprezentate prin tipul cloritic. Mai este de presupus că în timpul sedimentării șisturilor verzi au avut loc erupții de piroclastite care vor fi furnizat materialul vulcanogen prezent aproape în toate tipurile de roci ale acestui complex. Nu este exclus ca centrul activității vulcanice să fi fost localizat pe cordiliere.

Mai facem cîteva considerații în legătură cu unele zone mai ridicate ale fundamentului șisturilor verzi.

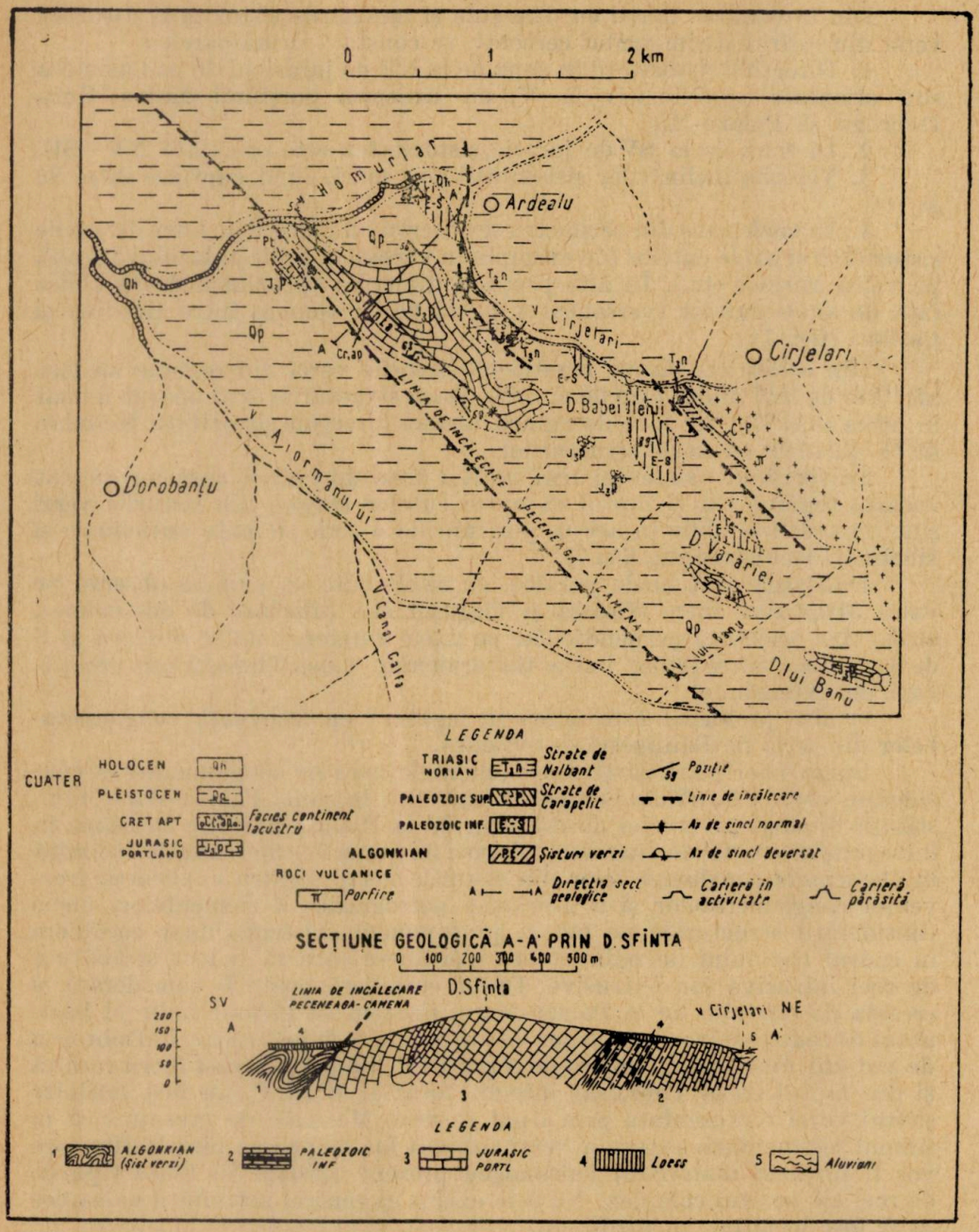


Fig. 5. — Situația tectonică în lungul liniei Peceneaga — Camena din zona Dorobanțu — Cîrjelari (după M. Chiriac, 1963).

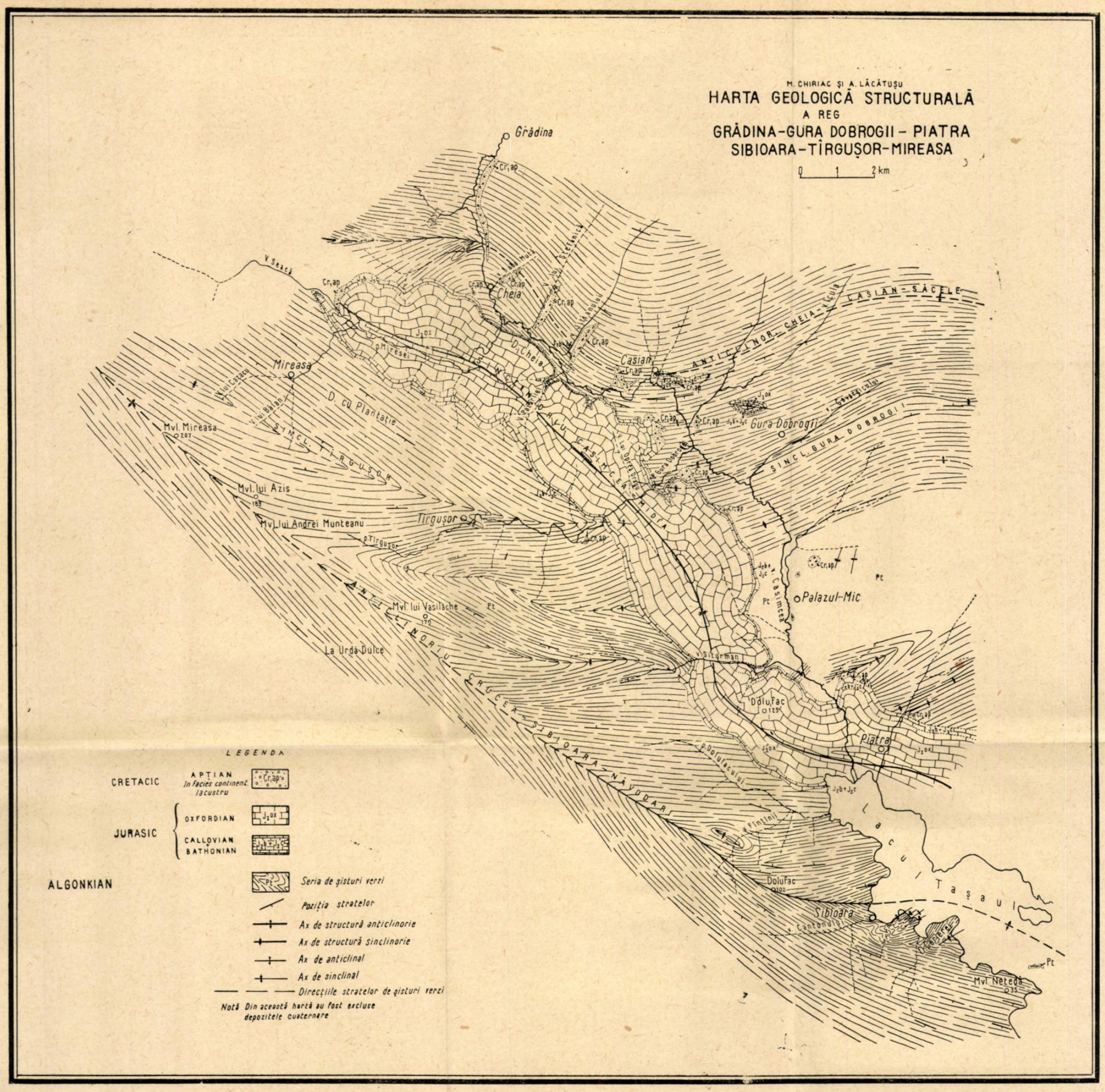
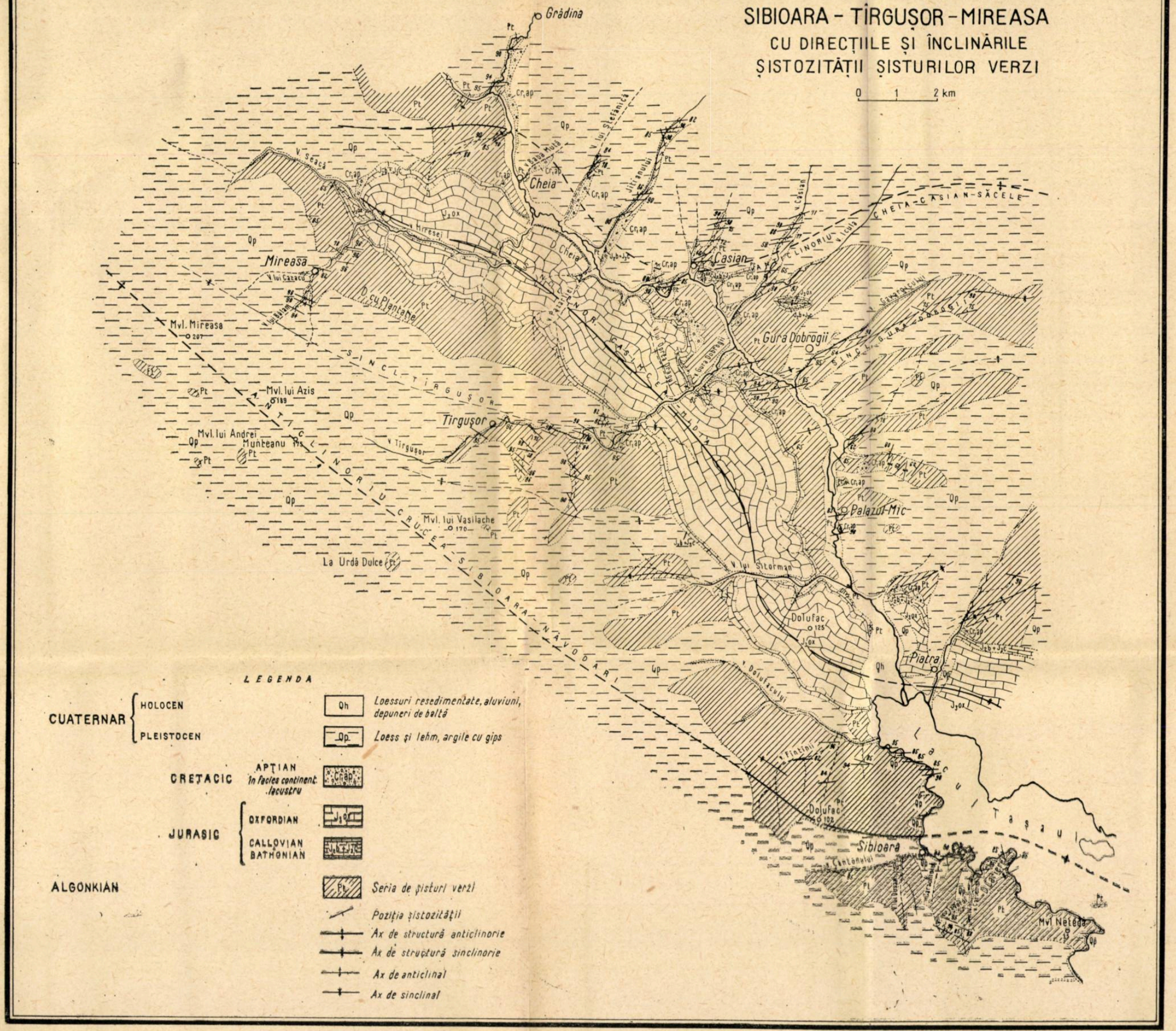

M. CHIRIAC ŞI A. LĂCĂTUŞU
HARTA GEOLOGICĂ STRUCTURALĂ
A REG
GRĂDINA-GURA DOBROGII - PIATRA
SIBIOARA-TÎRGUŞOR-MIREASA
0 1 2 km
Grădina
Cheia
Casian
Gura Dobrogii
Mireasa
Mvl. Mireasa
Mvl. lui Azis
Mvl. lui Andrei Munteanu
Tîrguşor
Mvl. lui Vasilache
La Urdă Dulce
Palazul-Mic
Dolufac
Piatra
Sibioara
Mvl. Neteda
Lacul Taşaul
ANTICLINORIU CHEIA-CASIAN-SĂCELE
SINCL. GURA DOBROGII
SINCL. TÎRGUŞOR
ANTICLINORIU CRUCEA-SIBIOARA-NĂVODARI
LEGENDA
CRETACIC
APŢIAN
în facies continent. lacustru
JURASIC
OXFORDIAN
CALLOVIAN + BATHONIAN
ALGONKIAN
Seria de şisturi verzi
Poziţia stratelor
Ax de structură anticlinorie
Ax de structură sinclinorie
Ax de anticlinal
Ax de sinclinal
Direcţiile stratelor de şisturi verzi
Notă Din această hartă au fost excluse depozitele cuaternare

Fig. 6

M. CHIRIAC ȘI A. LĂCĂTUȘU

HARTA GEOLOGICĂ
A REGIUNII
GRĂDINA - GURA DOBROGII - PIATRA SIBIOARA - TÎRGUȘOR - MIREASA
CU DIRECȚIILE ȘI ÎNCLINĂRILE ȘISTOZITĂȚII ȘISTURILOR VERZI

0 1 2 km



LEGENDA

CUATERNAR	HOLOCEN	Qh	Loessuri resedimentate, aluviuni, depuneri de baltă
	PLEISTOCEN	Qp	Loess și lehm, argile cu gips
CRETACIC	APȚIAN în facies continent. lacustru	Cr₁ap	
JURASIC	OXFORDIAN	J₃ox	
	CALLOVIAN BATHONIAN	J₂b+J₂c	
ALGONKIAN		Pt	Seria de șisturi verzi

Poziția șistozității
Ax de structură anticlinorie
Ax de structură sinclinorie
Ax de anticlinal
Ax de sinclinal

Fig. 7

1. În Dobrogea centrală considerăm că apar zone mai ridicate ale fundamentului cristalin în perimetrul de la NE de comuna Crucea, în punctul spre care converg structurile anticlinale majore (anticlinorii): Cheia — Casian — Săcele și Crucea — Sibioara — Năvodari.

2. O altă ridicare cu caracter axial este dispusă oblic față de structura menționată anterior, fiind orientată aproximativ N—S și unindu-se cu prima ridicare la NE de Crucea.

3. Este de menționat de asemenea ridicarea prealabilă a fundamentului cristalin în lungul anticlinoriului Crucea — Sibioara — Năvodari, ținînd seama de grosimea șisturilor verzi din flancurile acestei structuri majore.

4. În Dobrogea de sud axul sineclizei depozitelor sarmațiene care reflectă ridicarea fundamentului cristalin se situează pe linia Medgidia — Tortoman. Această ridicare are direcția aproape N—S și corespunde în Dobrogea centrală cu ridicarea axială a sinclinalului Băltăgești — Ovidiu în zona Țepeș-Vodă — Dorobanțu. Presupunem că ridicarea șisturilor verzi pe o linie N—S în zona Crucea — Țepeș-Vodă produce întreruperea unor structuri principale ale acestora, corespunzător cordilierei de cristalin. Această cordilieră ar avea prelungiri spre E și V în lungul structurilor majore ale șisturilor verzi. S-ar putea ca pe această cordilieră să fie dispusă transgresiv seria de Băltăgești — Sibioara într-o situație similară cu Palazu-Mare.

Ținem să remarcăm faptul că prin lucrările gravimetrice executate de R. Botezatu și Tr. Băcioiu (4) în această regiune s-au pus în evidență mai multe maxime și minime ale gravității din șisturile verzi, confirmate acuma de noi în mare parte, prin date geologice.

B. *Tectonica cuverturii sedimentare.* Cuvertura sedimentară a părții sudice a Dobrogii centrale este constituită din depozite jurasice, cretacice, terțiare și cuaternare. Răspîndirea actuală a depozitelor jurasice, care se așază pe un vechi relief al șisturilor verzi, este legată de sinclinoriile menționate în acestea din urmă și au o direcție NV—SE. Astfel, jurasicul ușor ondulat formează trei zone sinclinorii orientate NV—SE, și anume: sinclinoriul Casimcea — Capu Midia, sinclinoriul Dealul Saragea — Topalu și sinclinoriul Dorobanțu — Ovidiu (M. Chiriac, 1960, 1961).

Deoarece aptianul plachează depozitele jurasice, presupunem că ondulațiile acestora din urmă s-au produs în faza preaustrică (M. Chiriac, 1960, 1961).

BIBLIOGRAFIE

1. Anastasiu V., *Note préliminaire sur la constitution géologique de la Dobrogea*, Bull. Soc. Géol. Fr., seria a 3-a, 1896, **XXIV**.
2. — *Contribution à l'étude géologique de la Dobrogea (Roumanie)*, Thèse, Paris, 1898.
3. Atanasiu I., *Privire generală asupra geologiei Dobrogei*, Lucr. Soc. Geogr. „D. Cantemir", Iași, 1940, **III**.
4. Botezatu R. și Băcioiu Tr., *Anomalia gravității în Dobrogea Centrală*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie-geografie, 1957, **II**, 2.

5. Cantuniari Şt., *Notă asupra unor roci verzi de la Cicraci*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1917, **VII**.
6. Chiriac M., *Contribuţii la studiul petrografic al Apţianului din Dobrogea*, An. Com. geol., 1957, **XXX**.
7. Cosma St., Teodoru I. şi Brestoiu C., *Cercetări geologice în regiunea Ciamurlia de Sus-Dorobanţu*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLVI**.
8. Grigoraş N., *Asupra prezenţei Silurianului în Dobrogea*, Bul. ştiinţ. Acad. RP.R., Secţia de geologie-geografie, 1956, **I**, *3—4*.
9. Grigoraş N. şi Dăneţ T., *Contribuţii la cunoaşterea Şisturilor Verzi dobrogene*, St. şi cerc. geol., 1962, **V**, *3*.
10. Ianovici V., Giuşcă D., Mutihac V., Mirăuţă O. şi Chiriac M., *Ghidul Excursiilor, D. Dobrogea*, Congresul al V-lea al Asociaţiei geologice Carpato-Balcanice, Bucureşti, 1961.
11. Ianovici V. şi Giuşcă D., *Date noi asupra fundamentului cristalin al Podişului Moldovenesc şi Dobrogii*, St. şi cerc. geol., 1961, **VI**, *1*.
12. Ionescu-Bujor D., *Die Kristallinen Schiefer der Mittleren Dobrogea*, Neues Jahrb. Abhand. B., Abt. A., Stuttgart, 1936.
13. — *Beiträge zur Petrographie der Mittleren Dobrogea III. Die Grünschieferzone*, Fortschr. d. Min. Krist. u. Petrogr., 1937, **V**, *21*.
14. Macovei G., *Observaţii asupra liniei de încălecare Peceneaga — Camena*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1912, **III**.
15. Mirăuţă O., *Şisturile Verzi din regiunea Dorobanţu — Măgurele (Dobrogea Centrală)*, Dări de seamă Com. geol., 1963, **L**, *II*.
16. Mirauţă O. şi Mirăuţă E., *Cretacicul superior şi fundamentul bazinului Babadag*, An. Com. geol., 1964, **XXXIII**.
17. Motaş C. I., *Die Tuffitzone der Mittleren Dobrogea und die Kieslagerstätten von Altin Tepe, ein Beispiel der Epigenese*, Disertation, Berlin, 1913.
18. Mrazec L., *Discuţii asupra rocilor verzi*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1910, **II**.
19. Mrazec L. şi Pascu R., *Asupra liniei de încălecare Peceneaga-Camena*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1911, **III**.
20. Murgoci G., *Cercetări geologice în Dobrogea Nordică*, An. Inst. geol. Rom., 1914, **V**.
21. Pascu R., *Răspîndirea Şisturilor Verzi, a Jurasicului şi a Neocretacicului în Dobrogea*, An. Inst. geol. Rom., 1914, **V**.
22. Patrulius D., *Notă asupra unei faune lusitaniene din regiunea V. Casimca*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de geologie-geografie, 1956, **I**, *3—4*.
23. Patrulius D. şi Orghidan Tr., *Contribuţiuni la studiul faunei neojurasice din valea Casimcea (Dobrogea Centrală)*, Lucrările Institutului de speologie, 1964, **III**.
24. Peters K., *Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha*, Denk. der Math. Natur. Wiss. d.k. Akad. d. Wiss., 1867, **XXVII**.
25. Ştefănescu Gr., *Curs de geologie*, Bucureşti, 1890.

Comitetul geologic.

Primită în redacţie la 26 iunie 1964.

CERCETĂRI PALINOLOGICE DIN DEPOZITELE SARMAȚIANULUI INFERIOR DE LA FIZEȘ (BAZINUL SĂLAJ)

DE

B. DIACONEASA și E. NICORICI

55 (05)

În sarmaţianul inferior, de pe bordura nord-estică a Munţilor Rez (nordul Munţilor Apuseni) se disting un orizont inferior, format în condiţiile de ţărm ale unei mări salmastre, şi unul superior, care a luat naştere într-un regim deltaic.

Lucrarea prezintă descrierile a 29 de forme fosile de polen recoltate din materialul argilos-marnos de la baza orizontului inferior al depozitelor sarmaţianului de la Fizeş. Grupa coniferelor cel mai bine reprezentată cuprinde forme exotice (*Podocarpus*, *Taxodium*, *Tsuga*, *Keteleeria* şi probabil *Cedrus*), precum şi strămoşii răşinoaselor de astăzi (*Abies*, *Pinus*, *Picea*, *Larix*). Grupa foioaselor (*Juglandaceae*, *Betulaceae*, *Fagaceae*, *Ulmaceae*) este mai slab reprezentată *polenanalitic*, deşi acest grup a avut o largă răspîndire în terţiar.

Scurtă prezentare geologică. În cadrul depozitelor sarmaţiene de pe bordura nord-estică a Munţilor Rez, au fost separate două orizonturi distincte (17).

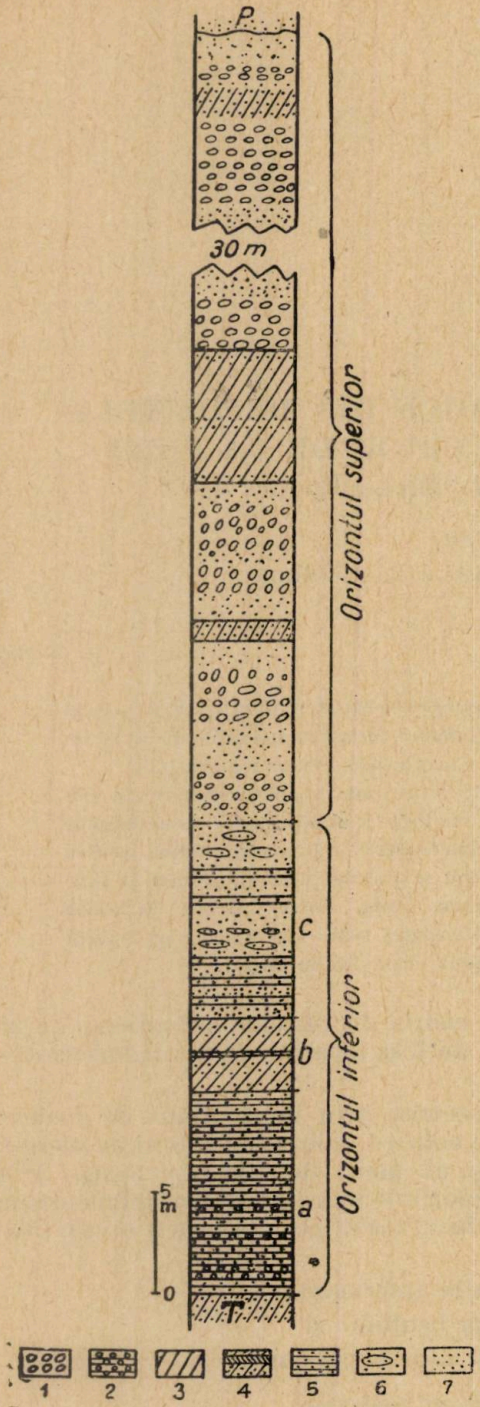
I. *Orizontul inferior* este reprezentat prin două tipuri de facies: un facies calcaros alcătuit din calcare oolitice, calcare cu tuburi de viermi, briozoare, moluşte şi foraminifere, şi un facies detritic reprezentat prin gresii, marne fosilifere şi nisipuri. Depozitele aparţinînd faciesului detritic au o grosime de circa 25 m şi în cuprinsul lor se pot distinge 3 nivele litologice şi faunistice (fig. 1):

a) nivelul gresiilor calcaroase albe inferioare;

b) nivelul marnelor nisipoase cu bentonit şi

c) nivelul gresiilor şi nisipurilor albe superioare.

St. şi cerc. geol. geofiz. şi geogr. Seria geologie t. 9 nr. 2 p. 295–307 Bucureşti 1964



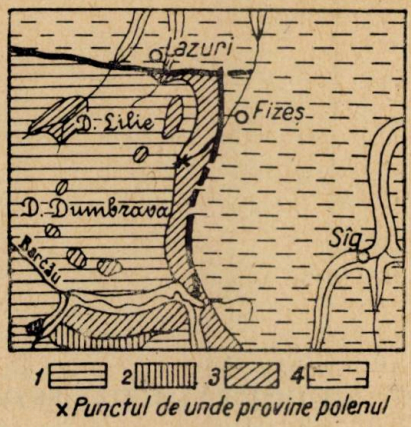


Fig.2. — Schiță geologică a regiunii Fizeș—Sîg.
1, Șisturi cristaline; *2*, tortonian; *3*, sarmațian; *4*, pliocen.

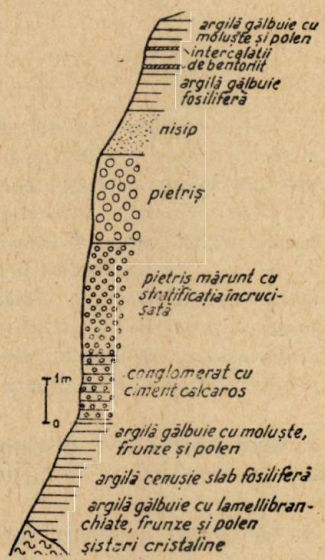


Fig. 3. — Profil geologic prin depozitele sarmațiene care afloreză la obîrșia pîrîului Fizeș.

← Fig. 1. — Coloană stratigrafică generală prin depozitele sarmațianului de pe bordura NE a Munților Rez.

1, Pietriș; *2*, conglomerat; *3*, marne; *4*, marne nisipoase cu intercalații de bentonit; *5*, gresii; *6*, nisip cu concrețiuni grezoase; *7*, nisip; *T*, tortonian; *P*, pliocen.

Depozitele orizontului inferior conțin numeroase resturi fosile care atestă vîrsta de sarmațian inferior.

II. *Orizontul superior* este mult mai gros (circa 70 m) și este reprezentat prin pietrișuri și nisipuri cu rare intercalații de marne, de obicei fosilifere. Fauna fosilă găsită în acest orizont arată unele afinități pentru sarmațianul mediu.

DESCRIEREA AFLORIMENTELOR DIN CARE PROVINE MATERIALUL CU POLEN

Polenul fosil analizat de noi provine din deschiderile situate în rîpele care formează obîrșia pîrîului Fizeș, din partea de SV a localității Fizeș (r. Șimleu) (fig. 2). În acest loc găsim dezvoltate, peste șisturile cristaline, depozite aparținînd nivelelor *a* și *b* ale orizontului inferior (fig. 3). La baza profilului se găsesc argile gălbui, slab marnoase, bogate în resturi de lamellibranchiate, între ele predominînd *Cardium lithopodolicum* Dub. Argilele mai conțin numeroase impresiuni de frunze, dintre care R. Givulescu a determinat 14 specii. În continuare urmează o serie de pietrișuri bine rulate, avînd o grosime de circa 7 m. Deasupra se găsesc argile gălbui, slab marnoase, cu *Cardium transcarpaticum* Grischk., și rare resturi de frunze. Grosimea argilelor este de circa 2 m și au două intercalații subțiri de bentonit. Argilele de bază și pietrișurile aparțin nivelului *a*, iar argilele de la partea superioară a profilului, nivelului *b*.

Materialul analizat, și care s-a dovedit a fi foarte bogat în polen fosil, provine atît din argilele de bază (*a*), cît și din cele superioare (*b*). În general materialul care conține polen se prezintă ca o argilă gălbuie, fină, stratificată, foarte slab micacee, uneori cu aspect rubanat, și care cu acizii produce o efervescență foarte slabă.

Metoda de lucru. Materialul recoltat din deschideri naturale, care conține calciu și siliciu, a fost tratat cu HCl diluat și HF concentrat. Reziduul (organic și în mică parte mineral) rămas a fost fiert în KOH 5—10 min în care i s-au mai adăugat cîteva cristale de perborat de potasiu, care a permis o decarbonizare completă, și un procentaj mai ridicat de polen pe aceeași suprafață dată.

Am centrifugat materialul și, din ceea ce a rămas, am făcut preparate fixe, incluse în gelatină-glicerină.

În cazul argilelor cu puțin polen, am folosit pentru separarea materialului polenic de resturile minerale Cl_2Zn, ca lichid greu, cu o densitate de 1,80—1,95. Această separare se poate face după tratarea cu acid, rezultate mai bune obținînd însă după ce materialul a fost fiert în KOH.

Preparatele au fost cercetate la un microscop binocular „Leitz" și polenul fotografiat cu un aparat „Exacta Varex".

La determinarea grăuncioarelor de polen am folosit cu precădere lucrările lui E. G. Erdtman (10) și A. A. Ciugureeva (9), precum și alte determinatoare, iar unde am fost nesiguri am apelat la amabilitatea acad. Emil Pop[1].

[1] Pentru amabilitatea cu care am fost primiți și pentru faptul că ne-a pus la dispoziție o vastă literatură palinologică terțiară, mulțumim și pe această cale acad. Emil Pop.

Pentru comparaţie am folosit cu succes şi unele preparate fixe cu polen actual al diferiţilor copaci exotici sau din ţara noastră.

★

În depozitele sarmaţiene de la Fizeş am găsit spori de *Pteridophytae* — ord. *Filicales* — şi polen de *Gimnospermae* şi *Angiospermae*.

A. *PTERIDOPHYTAE*

Ord. FILICALES

Ferigile sînt reprezentate numai prin două familii: *Polypodiaceae* şi *Schizaeaceae*.

1. Fam. POLYPODIACEAE

(Pl. II, fig. 6)

Sporii sînt reniformi, cu suprafaţa alveolară sau netedă, diferiţi ca mărime şi formă.

Dimensiunea: lăţime 38μ; lungime 60μ.

Resturi de *Filices* sînt amintite din tot terţiarul Transilvaniei, iar S. B. Venkatachala şi N. Balteş (23) indică spori de *Polypodiaceae* din terţiarul Depresiunii Getice.

2. Fam. SCHIZAEACEAE

Gen. Lygodium

(Pl. II, fig. 7)

Genul se recunoaşte după sporii triunghiulari, teşiţi la muchii, cu exina netedă, bistratificată, şi cu trei brazde radiare, care dau sporului aspect de tetraedru. Se deosebeşte de sporii de *Sphagnum* şi *Lycopodium* prin dimensiunile lui, care ating valoarea de 50—70μ.

Este citat la Coruş (12) şi în Depresiunea Getică (23).

B. *GYMNOSPERMAE*

Ord. CONIFERALES

Coniferele sînt reprezentate în flora sarmaţiană de la Fizeş prin 3 familii: *Podocarpaceae*, *Taxodiaceae* şi *Abietaceae* (*Pinaceae*).

1. Fam. **PODOCARPACEAE** L'Her.

Gen. **Podocarpus**

(Pl. II, fig. 8 și 9)

Polen prevăzut cu 2 saci aerieni, de regulă inegali ca mărime, ce depășesc în lățime și lungime corpul, care are o formă rotundă, frecvent ovală și îngustată transversal. Exina sacilor este mai grosier reticulată decît pe corp, unde dorsal prezintă o dungă netedă sau foarte mărunt reticulată, care la microscop apare puternic luminată.

Dimensiuni: înălțimea corpului 35—37μ; lățimea 25μ; înălțimea sacilor 45—47μ. Lungimea grăuntelui de polen 65—70μ.

Resturi probabile de *Podocarpus* au fost găsite în depozitele oligocene de la Muierească-de-Sus (5) și în Depresiunea Getică (23).

Nou pentru flora fosilă miocenică a Transilvaniei.

2. Fam. **TAXODIACEAE** F. W. Neger

Gen. **Taxodium** Rich.

(Pl. II, fig. 10 și 11)

Polenul este sferic, cu exina subțire, netedă și crăpată pe o parte, dîndu-i o formă ușor ovală. Mărimea polenului este de 30—32μ. Ca formă și mărime seamănă cu *Taxodium* cf. *distichum* (L.) Rich.

Genul este cunoscut din sedimentele oligocene de la Suslănești (19); oligocen-acvitaniene de la Petroșani (20), Cîmpul-lui-Neag (16); miocene (23) și pliocene de la Borsec (21), Sighetel și Sinersig (12).

Nou pentru sarmațianul din Transilvania.

3. Fam. **ABIETACEAE (PINACEAE)**

În sedimentul analizat, procentul cel mai ridicat de polen s-a întîlnit la reprezentanții familiei *Abietaceae*, și anume la genurile *Larix*, *Tsuga*, *Picea*, *Abies*, *Pinus* și *Keteleeria*.

a. **Larix** Mill.

(Pl. II, fig. 12 și 13)

Zada se recunoaște după polenul său sferic, ușor elipsoidal, fără saci aerieni, pori, brazde; este acoperită cu o exină, netedă, fină, care

foarte adesea se cuteză sau chiar se rupe. Polen cu dimensiuni mari, cuprinse între 60 şi 90μ (8). Măsurat de noi atinge 100 μ.

În literatură, este citat din pliocenul de la Sinersig (12), iar din depozitele tortoniene de la Slătioara (6) este indicat *Pseudolarix*. S. B. Venkatachala şi N. Baltes îl găsesc în Depresiunea Getică.

b. Tsuga Carr.

(Pl. II, fig. 14 şi 15)

Polenul de *Tsuga* se recunoaşte după forma circulară, avînd aspectul unei lentile grăunţoase, mărginită de o bordură neregulată. După prezenţa sau absenţa acestei borduri am distins două tipuri :

— bordura evidentă, polenul fiind comparabil după Kirchheimer şi Rudolph (citaţi după (21)) cu *Tsuga diversifolia* (pl. II, fig. 14—15);

— la care bordura nu este evidentă, sau cel mai frecvent lipseşte, şi seamănă cu *Tsuga canadensis* Carr. (pl. II, fig. 16).

Ambele tipuri au dimensiuni cuprinse între 42 şi 85 μ şi sînt destul de frecvente în sedimentul polenic de la Fizeş.

Tsuga este citată macroscopic din 3 localităţi pliocene : Borsec (21), Gheghie (12) ; iar polenanalitic din Depresiunea Getică(23) şi Sinersig (12).

c. Picea Dietrich

(Pl. III, fig. 17)

Polenul de *Picea* este mare, cu corpul alungit, de care se fixează 2 saci aerieni formînd un unghi obtuz. Pe corp exina are o structură granulară, devenind reticulară pe saci. Lungimea totală a polenului este de 130μ.

Resturi de molid se cunosc din oligocenul de la Muierească-de-Sus (5) ; din pliocenul de la Borsec (21), Cornitel, Sinersig (12) şi Depresiunea Getică (23).

d. Abies Hill.

(Pl. III şi IV, fig. 18—22)

Polen caracterizat prin cei 2 saci aerieni ca 2 sfere incomplete ce se prind de corpul polenului, formînd un unghi aproape ascuţit. Dorsal este prevăzut cu o creastă groasă, lată şi ondulată, prezintă o structură adîncă şi mare reticulată pe saci şi grăunţoasă pe corp.

Dimensiunile (lungimea 120—155μ ; înălţimea sacilor aerieni 60—75μ) măsurate de noi, comparate cu cele din literatură (21), precum şi

existența resturilor macroscopice, ne îndeamnă să credem că polenul aparține tipului *pectinoid* sau cf. *alba* Mill.

Cercetările paleobotanice atestă prezența bradului încă în tortonianul de la Slătioara (6); sarmațianul de la Feleac și Luncșoara (12), Depresiunea Getică (23), precum și pliocenul de la Borsec (21), Cornițel, Gheghie și Sinersig (12).

e. Pinus L.

(Pl. IV, fig. 23—34)

După măsurătorile noastre polenul de *Pinus* prezintă o întreagă gamă de mărimi. Căror specii aparține acest variat polen este greu de stabilit. Totuși după forma grăunciorilor, mai precis după felul cum se prind sacii aerieni de corp, am distins două tipuri pe care Rudolph (citat după (21)) le-a numit tipul 1. *diploxylon-silvestris* și 2. *haploxylon*.

Primul tip — *silvestris-diploxylon* — l-am distins după sacii aerieni care au forma a două semicercuri, evident separate de corp, prin unghiul pe care-l fac cu acesta. Aspectul general al polenului este de 3 cercuri care se întretaie (pl. IV, fig. 26—32).

Tipul 2 — *haploxylon* — are sacii aerieni cu baza larg fixată de corpul polenului, cu care în profil fac un unghi foarte obtuz. Polenul se deosebește de cel de *Picea* după mărimea și structura sacilor aerieni (pl. IV, fig. 33 și 34).

R. Givulescu (12) prezintă stațiile cu depozite terțiare în care s-a găsit *Pinus*. La acestea adăugăm studiile întreprinse de S. B. Vekatachala și N. Baltes în Depresiunea Getică (23).

f. Keteleeria sp.?

(Pl. V, fig. 35)

Prezentăm sub semnul întrebării polenul acestui gen, deoarece nu am obținut o fotografie cu polen din profil. Polenul reprezentat în figura 35 pare a fi un gigantism al tipului *silvestris*, la care diametrele sacilor aerieni în cazul de față ating valori de 50 μ lățime și 75 μ înălțime cu mult mai mari ca la *silvestris* dar mai mici decît la *Abies*.

Gen critic în flora terțiară, găsindu-se doar la Borsec (21) și Depresiunea Getică (23).

C. *ANGIOSPERMAE*

Ord. JUGLANDALES

Fam. **Juglandaceae** este reprezentată prin 2 genuri ușor de recunoscut după polenul lor: **Carya** și **Pterocarya**.

a. **Carya** Nutt.

(Pl. V, fig. 36—38)

Această formă are o înfăţişare rotundă, mai frecvent triunghiulară, cu colţurile rotunjite, şi prevăzută cu 3 pori, repartizaţi la egală distanţă între ei, şi totdeauna îndepărtaţi de margine. Exina este groasă, oferind polenului un contur caracteristic uşor de recunoscut.

Mărimea grăuncioarelor este cuprinsă între 37 şi 40μ.

Carya este citată de la Petroşani, Daia şi Săcădate (20), Borsec (21), Corniţel, Sinersig (12) şi Depresiunea Getică (23).

b. **Pterocarya** Kunth.

(Pl. V, fig. 39)

Polenul genului *Pterocarya* l-am identificat după aspectul său poligonal, cîteodată uşor rotund, prevăzut cu un număr de pori mai mare de 3 (4, 5, 6, mai rar 7), dispuşi marginal (în plan ecuatorial) la distanţe egale unul de altul.

Mărimea (33—40μ) şi lipsa benzilor interioare deosebesc polenul de *Pterocarya* de cel de *Alnus*, atunci cînd are 4 sau eventual 5 pori.

Ca şi *Carya*, genul este cunoscut de la Petroşani (20), Pietrarii-de-Sus, Rîmeşti, Timişani, Negoeşti (3), (7), Bodoş (22), Borsec (21), Corniţel şi Sinersig (12).

Ord. **FAGALES**

1. fam. **BETULACEAE**

Analiza polenică de la Fizeş pune în evidenţă 4 genuri: *Betula*, *Carpinus*, *Corylus şi Alnus*.

a. **Betula** L.

(Pl. V, fig. 40 şi 41)

Polen mărunt (20μ diametru), triunghiular, uşor, rotund, prevăzut cu 3 pori în plan ecuatorial, cu exina groasă, netedă, care la pori se bifurcă sub forma unui gurgui.

Mesteacănul este cunoscut de la Petroşani, Daia, Săcădate (20), Slătioara, Porceni (6), (7), Borsec (21), Sinersig (12) şi Depresiunea Getică (23).

b. Corylus L.

(Pl. V, fig. 42 și 43)

Polen triunghiular, cu dimensiuni cuprinse între 24 și 30μ, prevăzut cu 3 pori.

Corylus, cu toate că în postglaciar a avut o largă răspîndire în țara noastră, în terțiar pînă acum a fost găsit abia în 6 puncte : Buciumeni, Bunești (4), Bodoș (22), Borsec (21), Sinersig (12) și Depresiunea Getică (23).

c. Carpinus L.

(Pl. V, fig. 44)

Indicăm prezența carpenului în sarmațianul de la Fizeș, bazîndu-ne pe polenul prevăzut cu 5 pori, cu o exină netedă, ce la extremitatea porilor în general este ușor îngroșată, ridicîndu-se brusc peste conturul polenului.

Prezența carpenului în terțiarul țării noastre este dovedită de numeroase resturi fosile găsite pe întreg cuprinsul țării, începînd din oligocen.

Polenul seamănă cu cel de *Carpinus betulus* L. actual, însă după cîte știm în terțiar a predominat *Carpinus grandis* (8 stații în Transilvania și 4 în Moldova). În Oltenia se pare că a existat *C.* sp. aff. *orientalis*, care este citat din Transilvania doar de la Borsec (21). Bazați pe această repartiție geografică a celor două specii fosile, atribuim polenul tipului *grandis*.

d. Alnus Gaertn.

(Pl. V, fig. 45)

Polenul de *Alnus* este rar în sedimentul de la Fizeș, dar conservat bine și ușor de recunoscut după conturul său poliedric, cu 4—5 pori cu exina groasă, măciucată la pori, și cu arcuri interne caracteristice, care se întind de la un por la altul. Dimensiunea 25—30 μ. Resturi fosile de *Alnus* au fost găsite la noi în țară începînd cu oligocenul.

2. Fam. FAGACEAE

a. Fagus L.

(Pl. V, fig. 46 și 47)

Am găsit mai mulți grăunciori de polen toți slab conservați, pe care îi atribuim fagului, după cei 3 pori de la care pleacă 3 brazde ce nu ating polii grăuntelui de polen. Măsurat, polenul are între 35 și 40 μ.

Au fost găsite resturi ale diferitelor specii de *Fagus* în multe puncte terțiare, cele mai vechi fiind oligocene.

b. Quercus L.

(Pl. V, fig. 48)

Polenul acestui gen se prezintă în plan ecuatorial uşor eliptic, prevăzut cu 3 şanţuri ce nu ating polii, dar care le dau un aspect trilobat. Grăunciorii sînt slab conservaţi şi au dimensiuni cuprinse între 28 şi 33 μ.

Ca şi *Fagus*, *Quercus* a avut o largă răspîndire în terţiar, cunoscîndu-se din peste 20 de localităţi din ţara noastră (12).

3. Fam. ULMACEAE

În această lucrare prezentăm numai 2 genuri: *Ulmus* şi *Zelkova*, urmînd ca genul *Celtis* să fie prezentat într-o altă lucrare.

a. Ulmus L.

(Pl. V, fig. 49 şi 50)

Polen poligonal rotunjit, de regulă prevăzut cu 4—5 pori, cu exina grăunţoasă, în jurul porilor mai îngroşată. Atinge 24—27 μ.

Este o formă frecventă pentru neogenul din ţara noastră.

b. Zelkova

(Pl. V, fig. 51)

Am deosebit genul *Zelkova* de *Ulmus* după aspectul mult mărit al polenului, după exina mult mai gronţuroasă, cu 4 sau 5 pori, şi cu dimensiunile cuprinse între 33 şi 44 μ (10). Polenul măsurat de noi are 35—47 μ.

Genul este cunoscut din depozitele burdigaliene de la Coruş (12); sarmaţiene de la Tîmpa (2) şi pliocene de la Hărman (20), Borsec (21), Corniţel, Sinersig (12) şi Depresiunea Getică (23).

4. Fam. TILIACEAE

a. Tilia L.

(Pl. V şi VI, fig. 52—54)

Polen de formă rotund-triunghiulară, cu 3 (rar 2 sau 4) pori falşi, la care mezoexina este puternic îngroşată şi umple baza porului. Exina este de asemenea îngroşată şi are o structură lacunos-reticulată.

Am deosebit 2 tipuri de polen : 1. *platyphyllos*, la care baza porului este acoperită cu un conus (fig. 52), și *cordata*, la care conusul lipsește (fig. 53 și 54).

Bractee de *Tilia* au fost găsite în sedimentele tortoniene de la Slătioara (7); sarmațiene la Daia-Săcădate (20); pliocene la Borsec (21), Corniței, Gheghie (bractee) și Sinersig (12).

5. Fam. **ANACARDIACEAE** Lindl.

a. **Rhus** L.

(Pl. VI, fig. 55, *a*)

Polen alungit, cu 3 brazde puternic schițate, lungi și ascuțite, cu porii alungiți ecuatorial. Diametrele polenului sînt 35—50 μ.

Gen cunoscut în țara noastră începînd cu sarmațianul (4), (12), (21).

6. Fam. **ERICACEAE**

(Pl. VI, fig. 56)

Din această familie se cunosc 4 genuri terțiare : **Andromeda** (6), (21), **Ledum** (12), **Rhododendron** (21) și **Vaccinium** (12), (21). Polenul găsit de noi sub formă de tetradă nu ne indică cărui gen aparține și ne mulțumim să-l prezentăm ca pe un reprezentant al ericaceelor terțiare.

SPORES ET POLLEN INCERTAE SEDIS

a. **Hydropteridales** spores?

(Pl. VI, fig. 57)

Foarte rar am găsit formațiuni sferice considerabil de mari, pe care momentan nu le-am putut determina, dar sînt comparabile cu sporii unor *Pteridophytae*.

b. **Cedri** pollen

(Pl. VI, fig. 58)

c. **Myrica** sp.? pollen

(Pl. VI, fig. 59 și 60)

d. Compositae ? pollen

(Pl. VI, fig. 61)

e. Anonaceae — Centriceae ?

(Pl. VI, fig. 62)

Formaţiuni sferice cu contur îngroşat şi greu de determinat. După A. A. Cigureaeva (9), aparţin la — *Centriceae.*

CONCLUZII

Cercetările geologice întreprinse pe bordura nord-estică a Munţilor Rez au scos la iveală, în depozitele neogene, un material bogat în resturi macro- şi microscopice, de natură animală şi vegetală.

Amprentele macroscopice au fost determinate şi publicate de R. Givulescu şi E. Nicorici (13), iar analizele polenice întreprinse de noi completează flora sarmaţiană de la Fizeş.

Am determinat polenanalitic 24 de forme fosile şi 5 nesigure, care aparţin la 3 subîncrîngături, dintre care numai 2 genuri (*Abies* şi *Pinus*) au fost găsite şi macroscopic, restul formelor fiind noi pentru flora sarmaţiană de la Fizeş.

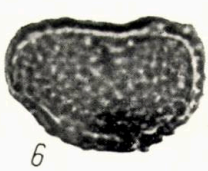
Deosebit de bine este reprezentată grupa coniferelor, care cuprinde şi forme exotice (*Podocarpus*, *Taxodium*, *Tsuga*, *Keteleeria*, şi probabil *Cedrus*), apoi strămoşii răşinoaselor noastre de astăzi (*Abies*, *Pinus*, *Picea* şi *Larix*). Frecvenţa ridicată a polenului de conifere (*Pinus*, *Tsuga*, *Abies* şi *Picea*) ne dă falsa imagine că ele au predominat în terţiar. Or, se ştie că ele produc enorm de mult polen, uşor transportabil de vînt şi selectiv conservat în sedimente, pe cînd foioasele terţiare prezentau mai mult forme entomofile, slab producătoare de polen şi slab conservate în sediment.

Grupa foioaselor (*Juglandaceae*, *Betulaceae*, *Fagaceae*, *Ulmaceae* etc.), deşi sînt slab reprezentate polenanalitic, totuşi au avut o largă răspîndire în terţiar, confirmată de o serie de cercetări paleobotanice. Dintre foioasele terţiare dispărute din flora actuală a ţării noastre sînt: *Carya*, *Pterocarya* şi *Zelkova*.

Subîncrengătura pteridofitelor este reprezentată la Fizeş prin sporii a 2 familii (*Polypodiaceae* şi *Schizaeaceae*), iar nesigur prin sporii grupului *Hydropteridales*.

Prezentăm mai jos lista plantelor determinate pînă acum din argilele sarmaţiene de la Fizeş (Bazinul Sălaj).

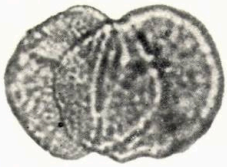
1. Alge: *Fucus palaeobifurcatus* (13).
2. Pteridifite: *Polypodiaceae*, *Schizaeaceae* (*Lygodium*).
3. Fanerogame: *Taxodium*, *Podocarpus*, *Tsuga canadiensis*, *Ts. diverssifolia*, *Larix*, *Abies* (cf. *Abies alba* (13)), *Pinus* tip *diploxylon*,



6

7

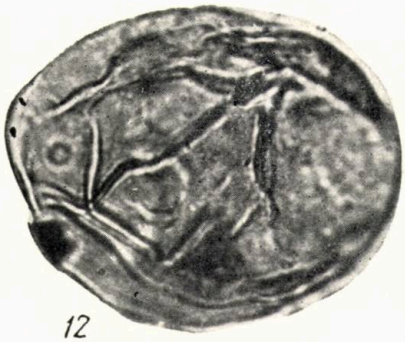
8



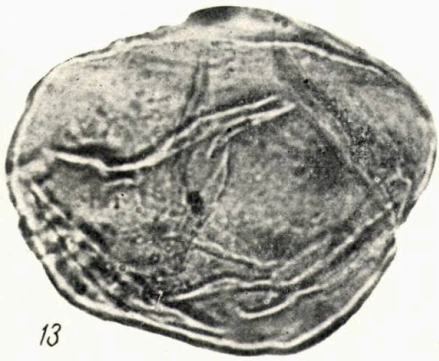
9

10

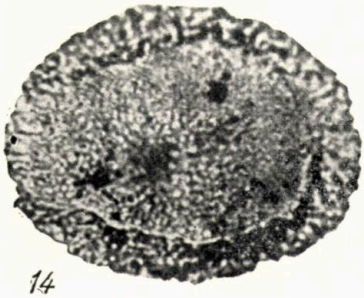
11



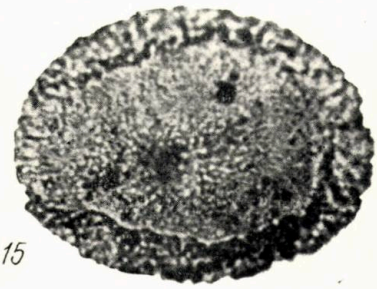
12



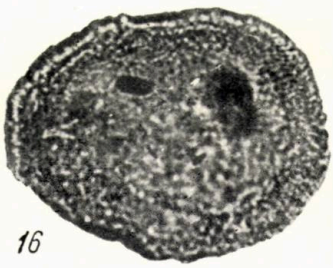
13



14



15



16

16a

Fig. 17. – *Picea*, polen.
Fig. 18–21. – *Abies* cf. *alba*, polen.

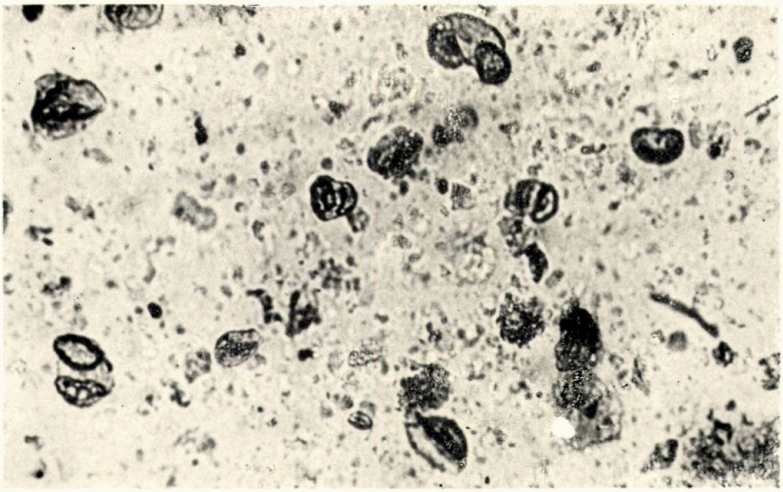


Fig. 4

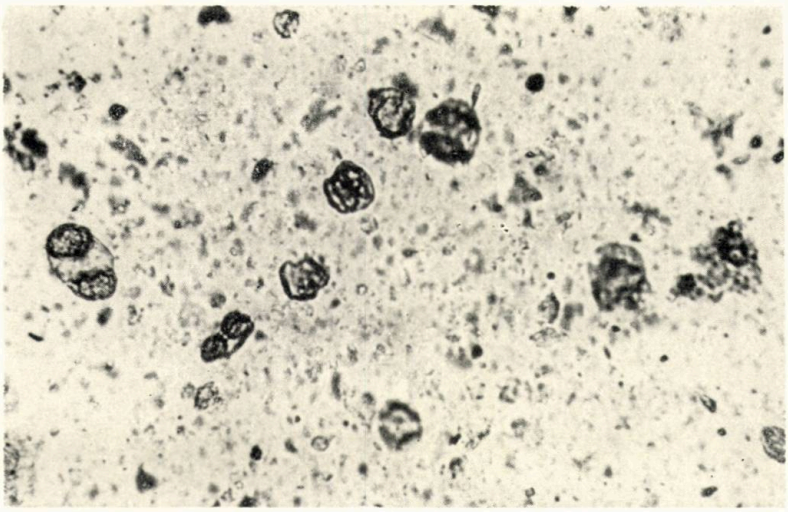
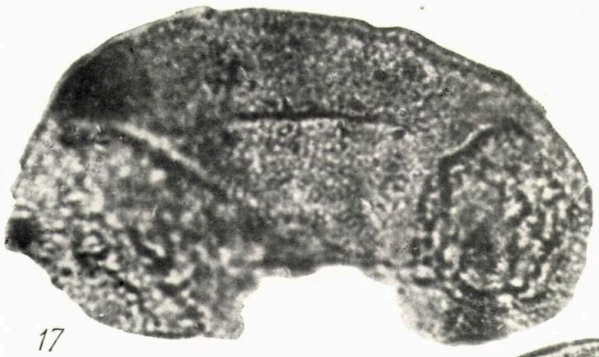


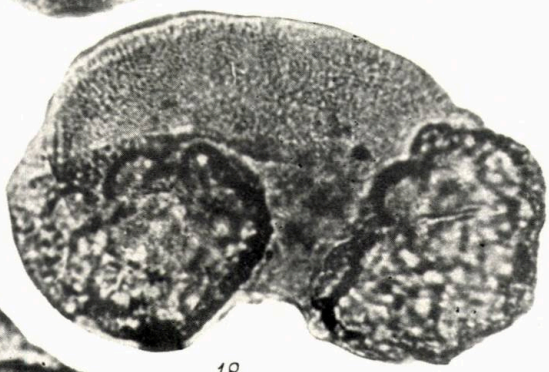
Fig. 5

Fig. 4 și 5. — Densitatea polenului în cîmpul microscopului.

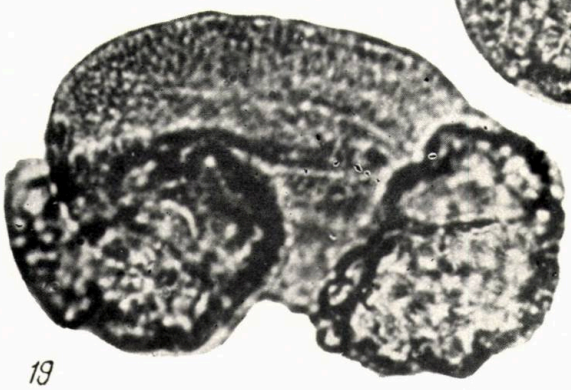
Fig. 6. – *Polypodiaceae*, spori.
Fig. 7. – *Lygodium*, spori.
Fig. 8 şi 9. — *Podocarpus*, polen.
Fig. 10 şi 11. — *Taxodium*, polen.
Fig. 12 şi 13. — *Larix*, polen.
Fig. 14 şi 15. — *Tsuga* typus *diversifolia*, polen.
Fig. 16 şi 16, *a*. — *Tsuga* typus *canadensis*, polen.
Toate figurile au fost mărite de circa 600 de ori.



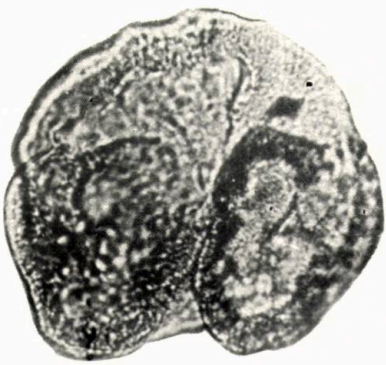
17



18



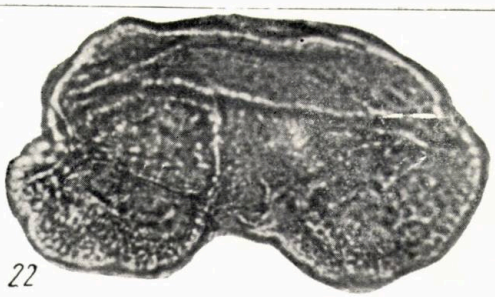
19



21

20

Fig. 22. — *Abies* cf. *alba*, polen.
Fig. 23, 24 şi 25. — *Pinus*, polen.
Fig. 26 — 32. — *Pinus* typus *diploxylon*, polen.
Fig. 33 şi 34. — *Pinus* typus *haploxylon*, polen.


22

23

24

25

27

26

29

28

30

32

31

34

33

Fig. 35. — *Keteleeria*, polen.
Fig. 36 — 38. — *Carya*, polen.
Fig. 39. — *Pterocarya*, polen.
Fig. 40 şi 41. — *Betula*, polen.
Fig. 42 şi 43. — *Corylus*, polen.
Fig. 44. — *Carpinus*, polen.
Fig. 45. — *Alnus*, polen.
Fig. 46 şi 47. — *Fagus*, polen.
Fig. 48. — *Quercus*, polen.
Fig. 49 şi 50. — *Ulmus*, polen.
Fig. 51. — *Zelkova*, polen.
Fig. 52. — *Tilia* typus *platyphyllos*, polen.
Fig. 53. — *Tilia* typus *cordata*, polen.

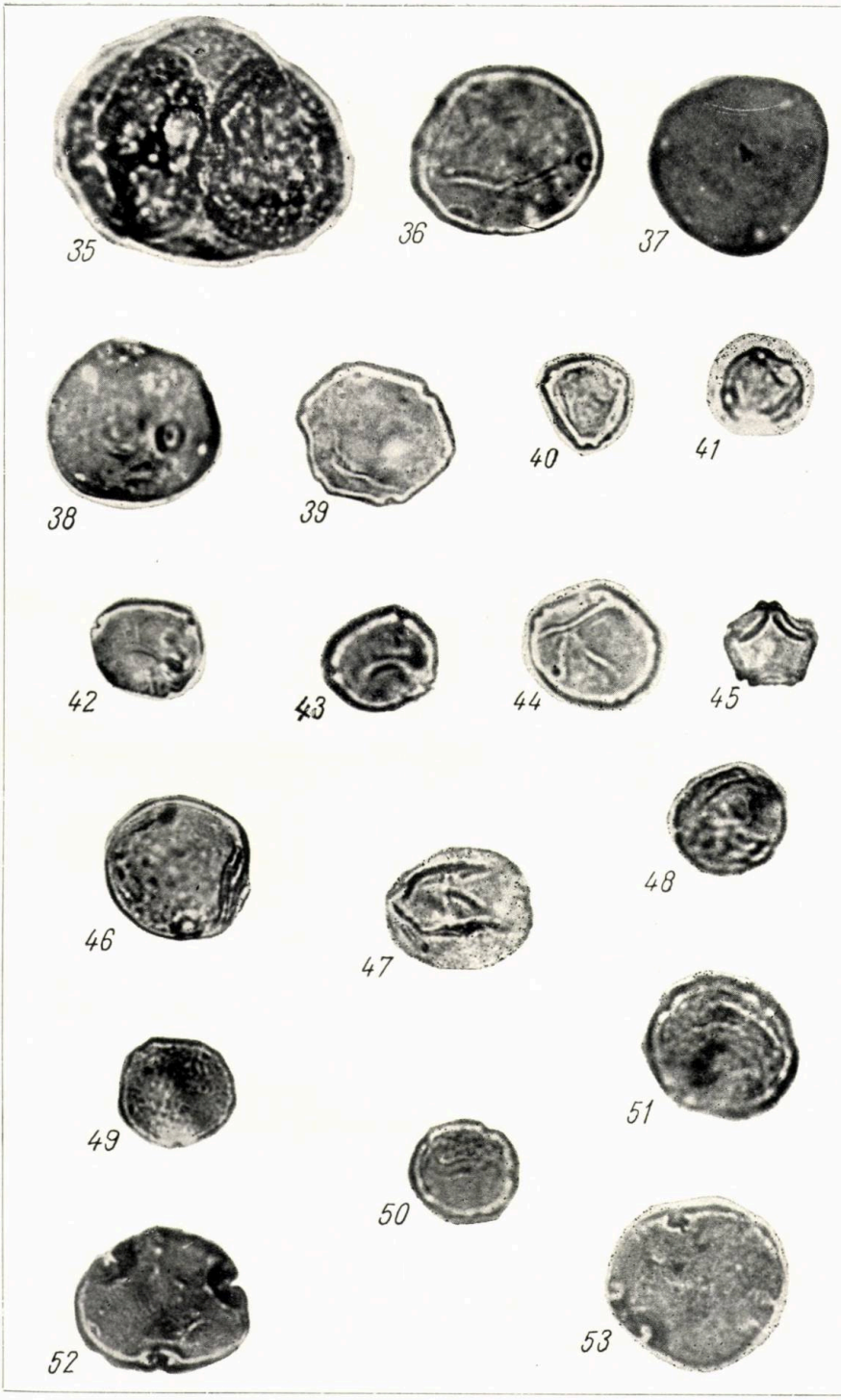

35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53

Fig. 54. — *Tilia* typus *cordata*, polen.
Fig. 55. — *a*, *Rhus*, polen ; *b*, *Pinus*, polen.
Fig. 56. — *Ericaceae*, polen.
Fig. 57. — *Hydropteridales*, spori.
Fig. 58. — cf. *Cedri*, polen.
Fig. 59 şi 60. — *Myrica*, polen.
Fig. 61. — *Compositae*, polen.
Fig. 62. — *Anonaceae* — *Centriceae*, polen.

54

55

56

57

58

59

60

61

62

haploxylon, *Pinus* sp. (13), *Picea*, *Keteleeria*, *Carya*, *Pterocarya*, *Juglans acuminata* (13), *Myrica lignitum* (13), *Carpinus*, *Corylus*, *Alnus*, *Betula*, *Fagus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Ficus lanceolata* (13), *Laurus* sp. (13), *Cinnamophyllum polymorphum* (13), *C. scheuchzeri* (13), *Cerathophyllum* sp. (13), *Platanus aceroides* (13), *Sapindus falcifolius* (13), *Cassiophyllum phaseolites* (13), *Rhamnus rossmässleri* (13), *Tilia*, *Rhus*, *Ericaceae*; dubioase: *Hydropteriadales*, *Cedrus*, *Myrica*, *Compositae* și *Anonaceae*.

BIBLIOGRAFIE

1. Arabu N., *La géologie des environs de Băița*, C.R. séances Inst. Géol., 1936, **25**, 37.
2. Barbu I. Z., *Contribution à l'étude de la Flore fossile de Transsylvanie*, Publ. Soc. Nat. din Romînia, 1932, *11*.
3. — *Flora fosilă de la Timișani, jud. Gorjiu*, Notationes Biologicae, 1933, **1**, *2*.
4. — *Contribuțiuni la cunoașterea florei fosile din Podișul Moldovei*, Acad. Rom. Mem. Sec. Șt., 1934, seria a III-a, **X**, mem. 4.
5. — *Flora fosilă de la Muereasca de Sus (Vîlcea)*, Acad. Rom. Mem. Sec. Șt., 1936, seria a III-a, **X**, mem. 9.
6. — *Note sur les plantes fossiles du miocene de Vîlcea*, Bul. Soc. Rom. Geol., 1942, **5**.
7. — *Flora fosilă din terțiarul Olteniei*, Anal. Com. geol., 1954, **27**.
8. Bertsch K., *Lehrbuch Pollenanalyse*, Stuttgart, 1942.
9. Чигуряева А. А., *Атлас микроспор из третичных отложений, СССР*, Харьков, 1956.
10. Erdtman E. G., *Pollen Morphology and Plant Taxonomy — Angiosperms*, Moscova, 1956.
11. Filipescu M. G., *Recherches géologiques entre la vallée du Teleajen et la vallée de la Doftana*, An. Inst. geol. Rom., 1932, **XVII**.
12. Givulescu R., *Die fossile Flora Rumäniens*, Ber. Geol. Ges. D.D.R., 1960, **5**, *4*.
13. Givulescu R. u. Nicorici E., *Das Sarmat von Fizeș (Rumänien) und seine fossile Flora*, N. Jb. Geol. u. Palaeont., 1960, **2**.
14. Macarovici N., *Mamiferele fosile din Sarmațianul de la Păun — Iași*, An. Șt. Univ. „Al. I. Cuza", 1958, seria a II-a, *4*.
15. Marion A. F. și Laurent L., *Examinarea unei colecțiuni de vegetale fosile din Romînia*, An. Muz. de geol. și pal., 1896.
16. Mateescu I., *Petrografia cărbunilor din V. Jiului*. An. Com. geol., 1956, **XXIX**.
17. Nicorici E., *Stratigrafia și fauna depozitelor sarmațiene de pe bordura nord-estică a Munților Rez*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai", 1962, **2**.
18. — *Asupra limitei sarmațian-pliocen pe bordura nord-estică a Munților Rez*, Com. Acad. R.P.R., 1962, **12**, *9*.
19. Paucă M., *Die fossile Fauna und Flora aus dem Oligozän von Suslăneşti — Muscel in Rumänien*, An. Inst. geol. Rom., 1931, **XVI**.
20. Pax Fr., *Die Tertiärflora des Zsiltales-Englers*, Bot. Jahrb., 1908, *40*.
21. Pop E., *Flora pliocenă de la Borsec*, Cluj, 1936.
22. Staub M., *Adalék a Szekelyföld fossil florajahoz*, Földt. Közl., 1881, **XI** (cf. m. k. Földt. Int. Evi. jel, 1885).
23. Venkatachala S. B. și Balteș N., *Studii palinologice asupra depozitelor terțiare din depresiunea precarpatică romînă — Depresiunea Getică*, Petrol și Gaze, 1962, **13**, *6*, *7*.

Universitatea „Babeș-Bolyai" Cluj,
Facultatea de biologie-geografie.

Primită în redacție la 1 octombrie 1964.

FACIESURILE MIOCENULUI INFERIOR DIN PARTEA DE N—V A BAZINULUI TRANSILVANIEI

DE

G. MĂRGĂRIT şi MARIA MĂRGĂRIT

55(05)

Avînd posibilitatea de a observa faciesurile depozitelor miocenului inferior în mai multe puncte de pe rama de N—V a Bazinului Transilvaniei, autorii au ajuns la concluzia că în afară de valea Almaşului, unde depozitele sus-amintite se separă destul de uşor, spre est de Jibou pînă la meridianul Tg.-Lăpuş — Măgoaja şi probabil mai departe, separarea stratelor de Coruş şi mai puţin a stratelor de Chechiş este foarte dificilă. Totuşi se admite că echivalentul acestora trebuie căutat în partea superioară a stratelor de Buzaş, aşa cum a arătat şi I. Dumitrescu (2).

Cercetările geologice efectuate în anii 1962—1963 pe rama de N—V a Bazinului Transilvaniei s-au desfăşurat în trei sectoare: Tg.-Lăpuş—Glod, Cristolţel — Solona şi Zimbor — Sîncraiu-Almaşului, a căror descriere se va face în paralel (fig. 2).

I. ISTORICUL CERCETĂRILOR

Bazinul Transilvaniei a constituit obiectul a numeroase lucrări cu caracter stratigrafic, paleontologic sau de sinteză, care se repartizează, în timp, la trei perioade.

Lucrările apărute în prima perioadă, care se încheie în jurul anului 1900 (4), (6), dau jaloanele stratigrafiei depozitelor paleogene şi neogene, servind ca punct de plecare pentru cercetările ulterioare.

În a doua perioadă, care ar corespunde anilor 1900—1945, se aduc date noi privitoare la geologia Transilvaniei, fără a modifica schema stratigrafică stabilită anterior (4), (6).

St. şi cerc. geol. geofiz. şi geogr. Seria geologie t. 9 nr.2 p. 309—319 Bucureşti 1964

După 1945 începe o a treia perioadă în care cercetările geologice capătă un nou impuls, fiind concretizate în lucrări cu caracter de sinteză, cum ar fi lucrările lui Gr. Răileanu şi E. Saulea (7), I. Dumitrescu (2) şi T. Joja (5).

În ultimul timp, sectorul Tg. -Lăpuş — Glod a făcut obiectul unor noi lucrări întreprinse de G. Bombiţă[1], V. Lăzărescu[2], V. Agheorghiesi şi I. Coste a (1), ale căror rezultate au fost consemnate în diferite rapoarte şi publicaţii.

II. STRATIGRAFIA

Conform vechilor interpretări (6), depozitele miocene din regiunea Clujului încep cu acvitanianul (stratele de Zimbor şi Sînmihai), în timp ce în regiunea Jiboului, din cauză că nu s-a putut delimita acvitanianul de oligocenul superior, s-a separat „seria acvitaniană", care ar fi echivalentă cu stratele de Cetate, Zimbor şi Sînmihai.

Gr. Răileanu şi E. Saulea (7) consideră că miocenul începe atît în nordul, cît şi în sudul bazinului prin burdigalian, respectiv prin stratele de Coruş.

Părerea noastră este că această idee îşi păstrează valabilitatea numai pentru regiunea Cluj, unde într-adevăr stratele de Coruş marchează începutul unui nou ciclu de sedimentare.

În regiunea Jiboului şi mai la est de aceasta, aşa cum se va vedea, nu există nici un indiciu care să conducă în cele din urmă, la separarea burdigalianului (îndeosebi a burdigalianului inferior) de acvitanian, mai ales, că în ambele cazuri, depozitele lor au faciesuri izopice şi sînt lipsite de faună.

Datorită faptului că faciesurile depozitelor miocenului inferior diferă de la un punct la altul, şi părerile asupra stratigrafiei lor sînt împărţite.

Astfel, V. Agheorghiesi şi I. Costea (1) ajung la concluzia că, începînd de la est de Jibou, burdigalianul este transgresiv mai întîi peste acvitanian, apoi peste termeni din ce în ce mai vechi, ajungînd ca la sud de Tg.-Lăpuş să stea direct peste stratele de Ileanda, considerate rupeliene.

T. Joja (5) şi I. Dumitrescu (2) consideră că stratele de Coruş nu se pot separa de restul depozitelor subiacente, întrucît faciesurile tuturor acestor depozite sînt izopice.

---

[1] G. Bombiţă, *Raport geologic asupra cercetărilor întreprinse în cadrul problemei terţiarului*, 1958.

— *Orizontarea stratigrafică a terenurilor neogene*, 1962.

[2] V. Lăzărescu, *Raport geologic asupra regiunii Frînceni — Goştila*, 1953.

— *Raport geologic asupra regiunii V Hîrtoapelor — N Poiana Blenchii — Măgoaja*, 1954.

— *Raport geologic asupra regiunii sud Frîncenii-de-Piatră — Vima — Strîmbu — Chieşti*, 1955.

— *Raport geologic asupra regiunii valea Lăpuşului, între Dufoaia — Poiana Porcului — Văleni — Jugăstreni*, 1959.

În cele ce urmează, vom analiza, pe rînd, depozitele miocenului inferior, în ideea în care se acceptă că stratele de Coruș și Chechiș reprezintă burdigalianul, iar stratele de Hida helveţianul.

1. STRATELE DE CORUȘ

În sectorul Tg.-Lăpuș — Glod, depozitele care iau parte la alcătuirea geologică a regiunii formează două structuri majore — sinclinalul Vima și anticlinalul Buzaș — Glod — Măgoaja, fiecare dintre ele prezentînd caractere diferite în ceea ce privește faciesul.

Astfel, pe flancul nordic al sinclinalului Vima (fig. 2, *1*) peste stratele de Ileanda (reprezentate prin șisturi argiloase, cu aspect disodiliform, alterate și foarte bogate în eflorescențe de sulf) de vîrstă rupeliană, urmează un pachet de depozite alcătuite, în exclusivitate, din marne și marne slab nisipoase, fine, fin micafere, nestratificate, de culoare cenușie-gălbuie, lipsite de faună, pe o grosime stratigrafică de 250 m; peste ele se dispun conglomerate poligene și gresii cuarțitice cu trovanți, care țin de stratele de Hida.

În acest caz, presupunînd că a existat continuitate de sedimentare, depozitele marnoase reprezintă o serie comprehensivă care ar corespunde în timp chattianului, acvitanianului și burdigalianului, în întregime.

Acest lucru ne îndreptățește să tragem concluzia că stratele de Coruș și mai corect, echivalentul lor stratigrafic este reprezentat, în această regiune, prin depozite marnoase, slab nisipoase, cu caracterele menționate mai sus, lipsite de faună, care nu se pot separa ca atare de restul depozitelor, faciesul lor fiind izopic, deși este heterocron.

V. Agheorghiesi și I. Costea (1) atribuie stratelor de Coruș întregul pachet de depozite marnoase și conglomeratele de deasupra lor. În această idee, stratele de Coruș ar fi alcătuite dintr-un orizont marnos și altul conglomeratic, care, luate împreună, ajung să aibă o grosime de 900 m la sud de Poiana Blenchi.

Pe flancul sudic al aceluiași sinclinal (fig. 2, *2*), situația diferă din punct de vedere litologic, în sensul că peste stratele de Ileanda urmează gresii cuarțitice fine și grosiere, fin micafere, în general nestratificate, bogate în forme fosile ca: *Turritella* sp., *Pholadomya* sp., *Panopea* sp. și foarte multe ostrei cu cochilia robustă și puternic ornamentată; peste acestea, se dispun marne fine, nestratificate, cenușii-gălbui, în alternanță cu gresii calcaroase, stratificate în bancuri centimetrice sau decimetrice, cu hieroglife.

Menționăm că în aceste intercalații marnoase s-au întîlnit cîteva exemplare de crabi, care aparțin genului *Coeloma*.

Urmărind succesiunea stratigrafică, se observă o zonă alcătuită numai din marne fine, nestratificate, cenușii-gălbui, apoi alternanțe neregulate de conglomerate poligene și gresii cuarțitice cu trovanți, aparținînd stratelor de Hida.

Reiese deci că nici în această parte nu se poate separa un pachet de strate de tip Coruș; echivalentul lor stratigrafic ar putea fi reprezentat

probabil prin partea superioară a depozitelor, alcătuite din alternanţe de gresii calcaroase şi marne sau prin partea inferioară a pachetului de marne din baza stratelor de Hida.

Importante schimbări faciale se observă şi la depozitele de pe flancul sudic al anticlinalului Buzaş — Glod — Măgoaja (fig. 2, *3*), unde, peste stratele de Ileanda urmează numai depozite grezoase fine şi grosiere, micafere şi slab stratificate, cu acelaşi conţinut paleontologic ca în cazul precedent; peste ele se dispun marne fine, cenuşii-gălbui, reprezentînd stratele de Chechiş, care la rîndul lor suportă stratele de Hida.

Întrucît toate aceste depozite, cuprinse între stratele de Ileanda în bază şi stratele de Chechiş la partea superioară, au faciesuri izopice, iar formele fosile nu sînt caracteristice, nu s-au putut face separaţii cu valoare stratigrafică.

Aşa se explică de ce I. Dumitrescu (2) le consideră ca o serie comprehensivă pe care a denumit-o „stratele de Buzaş".

În sectorul Cristolţel—Solona (fig. 2, *4*) lucrurile se schimbă puţin, în sensul că peste stratele de Ileanda urmează un pachet de depozite alcătuite în mod predominant din gresii cuarţitice, fine şi grosiere, fin micafere, cenuşii-gălbui sau ruginii, datorită alteraţiei, friabile şi dezagregate pînă la nisipuri, în care se intercalează, cu totul subordonat, microconglomerate şi conglomerate alcătuite în exclusivitate din elemente de cuarţite albe sau cenuşii, bine rulate. În aceste gresii, se întîlnesc, la diferite nivele, strate de cărbuni cu grosimi care ating 0,50 m. Deasupra acestora, se observă o zonă alcătuită numai din marne cenuşii-gălbui, fine, nestratificate, lipsite de faună, peste care se aşază stratele de Hida.

La sud de valea Solonei, la partea superioară a gresiilor cu cărbuni, s-au întîlnit numeroase forme fosile aparţinînd genului *Pecten* şi alte lamelibranchiate nedeterminabile. Prezenţa acestei asociaţii de faună ne îndreptăţeşte să atribuim depozitele grezoase cuarţitice, ca şi pe cele de deasupra lor, pînă la pachetul marnos de sub stratele de Hida, stratelor de Coruş.

La nord de valea Solonei, deşi se întîlnesc aceleaşi depozite, nu se mai regăseşte fauna amintită şi din această cauză nu mai putem separa un pachet de strate de tip Coruş. În acest caz, limita lor inferioară este arbitrară, iar noi o trasăm deasupra ultimelor intercalaţii de cărbuni.

În regiunea de la S—V de Surduc, A. Duşa (3) atribuie stratelor de Coruş şi gresiile cu intercalaţii de cărbuni de la partea superioară a oligocen — acvitanianului, bazat probabil pe ideea lui A. Koch că stratele de Coruş întîlnite în sudul bazinului în facies marin ajung ca în bazinul mijlociu al văilor Almaşului şi Agrijului să îmbrace un facies salmastru sau de apă dulce cu cărbuni.

Datorită asemănării litologice a depozitelor oligocenului superior, nu s-au putut face separaţii cu valoare stratigrafică în cadrul lor; pe acest motiv, Gr. Răileanu şi E. Saulea (7) le-a cuprins sub denumirea de „strate de valea Almaşului", care ar fi încadrate la partea inferioară de stratele de Ileanda, iar la partea superioară de stratele de Coruş.

În împrejurimile Jiboului, T. Joja (5) le separă sub numele de „strate de valea Agrijului", la care include și stratele de Coruș, echivalîndu-le cu stratele de Buzaș din estul regiunii.

În sectorul Zimbor — Sîncraiu-Almașului (fig. 2, *5*), stratele de Coruș se separă cu destulă ușurință. Peste depozitele, în general marnoase-argiloase, de culoare vișinie-violacee, cu intercalații de gresii și nisipuri cuarțitice, repartizate stratelor de Sînmihai, urmează gresii, microconglomerate și conglomerate mărunte, care conțin o bogată faună de pecteni de talie mare, ca la N—V de localitatea Sîncraiu-Almașului și la S—V de Topa-Mică. Peste aceste gresii urmează marne gălbui, nestratificate, fine, fin micafere, care aparțin stratelor de Chechiș, peste care urmează stratele de Hida.

2. STRATELE DE CHECHIȘ

În sectorul Tg.-Lăpuș — Glod se observă că pe flancul nordic al sinclinalului Vima (fig. 2, *1*) stratele de Chechiș nu se pot separa ca atare, întrucît toate depozitele care stau peste stratele de Ileanda și suportă stratele de Hida îmbracă același facies (marnos). Posibilitatea separării unor depozite de tip Chechiș nu este reclamată nici de microfaună, iar macrofauna lipsește cu desăvîrșire. Cu toate acestea, separăm, sub semn de întrebare, un pachet de depozite marnoase care ar putea fi echivalentul stratelor de Chechiș, dat fiind faptul că ele se individualizează destul de ușor, din punct de vedere litologic, pe toată rama de N—V a Bazinului Transilvaniei, respectiv în partea de S—V a punctului considerat. Dacă limita inferioară a acestor strate este discutabilă, limita superioară este tranșantă din punct de vedere litologic, întrucît peste pachetul cu depozite marnoase urmează conglomeratele și gresiile cu trovanți din baza stratelor de Hida.

În partea sudică a sinclinalului Vima (fig. 2, *2*) echivalentul stratigrafic al stratelor de Chechiș trebuie să fie reprezentat prin partea superioară a pachetului marnos de sub stratele de Hida.

Pe flancul sudic al anticlinalului Buzaș — Glod — Măgoaja (fig. 2, *3*) lucrurile sînt mult mai clare, în sensul că stratele de Chechiș sînt bine conturate, fiind reprezentate printr-un pachet de marne încadrat la partea inferioară de stratele de Buzaș și la partea superioară de stratele de Hida.

În accepția lui V. Agheorghiesi și I. Costea (1) aceste depozite marnoase, pe care noi le repartizăm stratelor de Chechiș, ar reprezenta baza stratelor de Coruș, iar stratelor de Chechiș li se atribuie un alt pachet de marne, cu o grosime de aproximativ 300 m, situat mult mai sus în scara stratigrafică.

În sectorul Cristolțel — Solona (fig. 2,*4*), stratele de Chechiș îmbracă aceleași aspecte, separîndu-se ușor atît față de depozitele subiacente, cît și de cele de deasupra, limita lor superioară plasîndu-se fie sub primele intercalații de gresii calcaroase în plăci, fie sub gresiile cuarțitice, nisipoase, cu trovanți.

În sectorul Zimbor — Sîncraiu-Almaşului (fig. 2, *5*), ca şi în cazul precedent, stratele de Chechiş se separă uşor, fiind reprezentate tot prin marne fine, fin micafere, cenuşii-gălbui, încadrate în bază de gresiile cu pecteni aparţinînd stratelor de Coruş şi gresiile cuarţitice cu trovanţi din baza stratelor de Hida, la partea superioară.

3. STRATELE DE HIDA

Reprezintă ultimul termen al miocenului din regiunea la care ne referim şi vor face obiectul discuţiilor noastre, numai în măsura în care au fost cercetate, datorită faptului, că partea lor superioară, pînă la limita cu tortonianul, n-a intrat în sfera cercetărilor noastre.

Datele asupra părţii bazale a stratelor de Hida din sectorul Tg.-Lăpuş — Glod sînt mai numeroase şi mai complete decît asupra celorlalte sectoare.

În sectorul Tg.-Lăpuş — Glod (fig. 2, *1* şi *2*) stratele de Hida reprezintă umplutura sinclinalului Vima şi sînt alcătuite din alternanţe neregulate de conglomerate poligene, nestratificate şi gresii grosiere cuarţitice, cenuşii-gălbui, cu trovanţi, în cadrul cărora se observă şi depozite marnoase fine, cenuşii-albăstrui, cu dezvoltare lenticulară.

Pe flancul sudic al anticlinalului Buzaş — Glod — Măgoaja (fig. 2, *3*), faciesul depozitelor se schimbă. Astfel, peste stratele de Chechiş, urmează gresii calcaroase, fine, cenuşii-vineţii, stratificate în plăci cu grosimi centimetrice, apoi gresii cuarţitice cu trovanţi, al căror diametru atinge chiar 1,50 m, peste care urmează alternanţe de conglomerate poligene şi gresii cuarţitice, nestratificate şi marne cenuşii-vineţii (situaţie care se aseamănă cu cea din umplutura sinclinalului Vima), peste care se observă alternanţe neregulate de conglomerate, gresii cuarţitice nestratificate, gresii calcaroase cu hieroglife şi marne cenuşii-vineţii, fine, fin micafere, nestratificate, cu spărtură concoidală.

De obicei, pachetele de marne cu intercalaţii de gresii calcaroase cu hieroglife (depozite cu caracter de fliş) alternează neregulat cu conglomerate poligene, din care cauză, în mod practic, nu se pot face nici separaţii litologice.

În sectorul Cristolţel — Solona, la nord de valea Solonei şi pe valea Teştioarei, peste stratele de Chechiş se întîlnesc marne cenuşii-vineţii în alternanţe cu gresii calcaroase cu hieroglife, stratificate în bancuri de 10—15 cm grosime, deasupra cărora urmează o zonă alcătuită numai din marne gălbui, fine, nestratificate, iar către vîrfurile dealurilor se dezvoltă conglomerate poligene alcătuite din elemente de cuarţite, calcare, gresii şi tufuri.

Pe valea Cristolţelului şi pe afluenţii săi, peste stratele de Chechiş urmează marne cenuşii-gălbui în alternanţă cu gresii calcaroase stratificate în bancuri de 10—15 cm grosime şi gresii cuarţitice cu trovanţi, în care s-a întîlnit un singur nivel de conglomerate cu o grosime de 70 cm. La partea superioară a acestora se observă din nou marne gălbui, iar peste ele conglomerate şi pietrişuri poligene.

În sectorul Zimbor — Sîncraiu-Almaşului, trecerea de la stratele de Chechiş la stratele de Hida este marcată prin alternanţe de marne cenuşii-gălbui şi gresii grosiere, cuarţitice, cu trovanţi. În această parte, conglomeratele lipsesc cu desăvîrşire.

Menţionăm că în diferite puncte ale bazinului s-a încercat să se facă unele separaţii cu valoare de orizonturi în cuprinsul stratelor de Hida. Astfel, în partea de N—E a Bazinului Transilvaniei, V. Agheorghiesi şi I. Costea (1) consideră că stratele de Hida sînt alcătuite dintr-un orizont conglomeratic, unul marnos-argilos cu tufite şi altul grezos, la partea superioară.

Aproximativ în acelaşi timp şi într-un mod asemănător s-a încercat separarea stratelor de Hida în partea de N—V a bazinului, tot în 3 orizonturi, după cum urmează : orizontul conglomeratelor bazale, orizontul flişoid şi orizontul pietrişurilor superioare[3].

Datorită faptului că aceste separaţii au fost făcute numai asupra unei părţi din stratele de Hida, fără a se observa întreaga lor succesiune stratigrafică pînă la limita cu tortonianul, considerăm că ele au fost prea mult generalizate şi extinse pe toată rama de N—V a Bazinului Transilvaniei.

Din simpla expunere a situaţiei existente în cele trei sectoare considerate, se vede clar că singurul element comun pentru partea inferioară a stratelor de Hida îl constituie gresiile cuarţitice cu trovanţi. În rest, se remarcă prezenţa masivă a conglomeratelor în sectorul Tg.-Lăpuş — Glod, a marnelor în sectorul Zimbor — Sîncraiu-Almaşului şi a depozitelor cu caracter de fliş în sectorul Cristolţel — Solona.

Este adevărat că în jurul localităţii Hida, situată la aproximativ jumătatea distanţei dintre Cristolţel şi Zimbor, se observă că la partea inferioară a stratelor de Hida gresiile şi conglomeratele au o mare dezvoltare, dar acest lucru nu justifică pe deplin denumirea de „orizontul conglomeratelor bazale", întrucît, aşa după cum s-a văzut, acest orizont prezintă mari variaţii pe direcţie, iar conglomeratele au dezvoltare locală.

Cel de-al doilea orizont (orizontul flişoid) de asemenea nu este de sine stătător, atît din punct de vedere litologic, cît şi prin poziţia lui în spaţiu. În zona sinclinalului Vima, acest orizont nu se întîlneşte de loc ; în sudul anticlinalului Buzaş — Glod — Măgoaja, conglomeratele alternează cu depozitele cu caracter de fliş, iar în sectorul Cristolţel — Solona depozitele caracteristice acestui orizont stau direct peste stratele de Chechiş, deci la acelaşi nivel stratigrafic cu orizontul conglomeratelor bazale din alte părţi.

În ceea ce priveşte orizontul pietrişurilor superioare, pe acesta l-am întîlnit doar în sectorul Cristolţel — Solona şi este reprezentat prin conglomerate poligene alcătuite din cuarţite, gresii, calcare şi subordonat tufuri, în foarte multe cazuri alterate şi dezagregate pînă la pietrişuri.

---

[3] O. Iliescu şi echipa, *Prospecţiuni geologice pentru cărbuni în regiunea Moigrad — Jibou — Stejerea — Ileanda — Răzoare*, 1962.

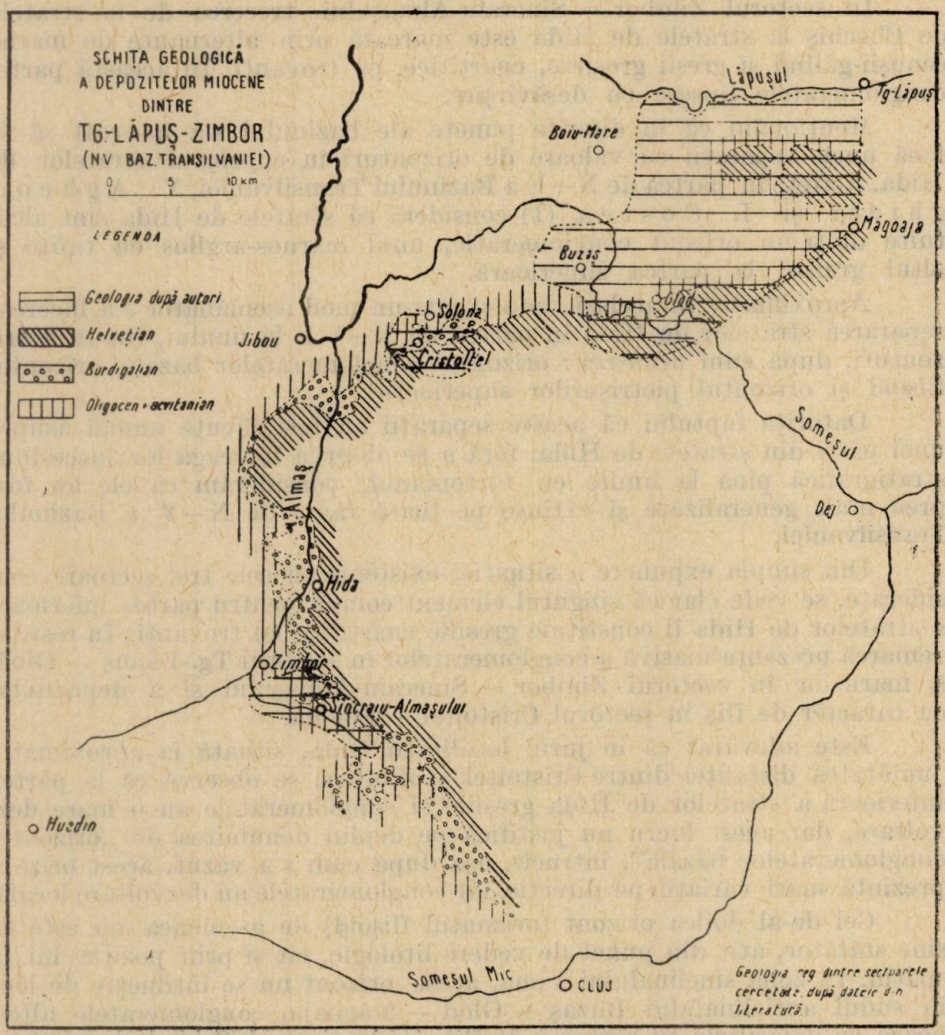


Fig. 1

CONCLUZII

Din cele expuse pînă acum, rezultă că, în partea de N—V a Bazinului Transilvaniei, depozitele miocenului inferior prezintă, cel puţin pentru regiunea la care ne referim, variaţii mari de facies legate atît de condiţiile de sedimentare existente în timpul depunerii lor (adîncime, depărtare de ţărm etc.), cît şi de persistenţa acestora.

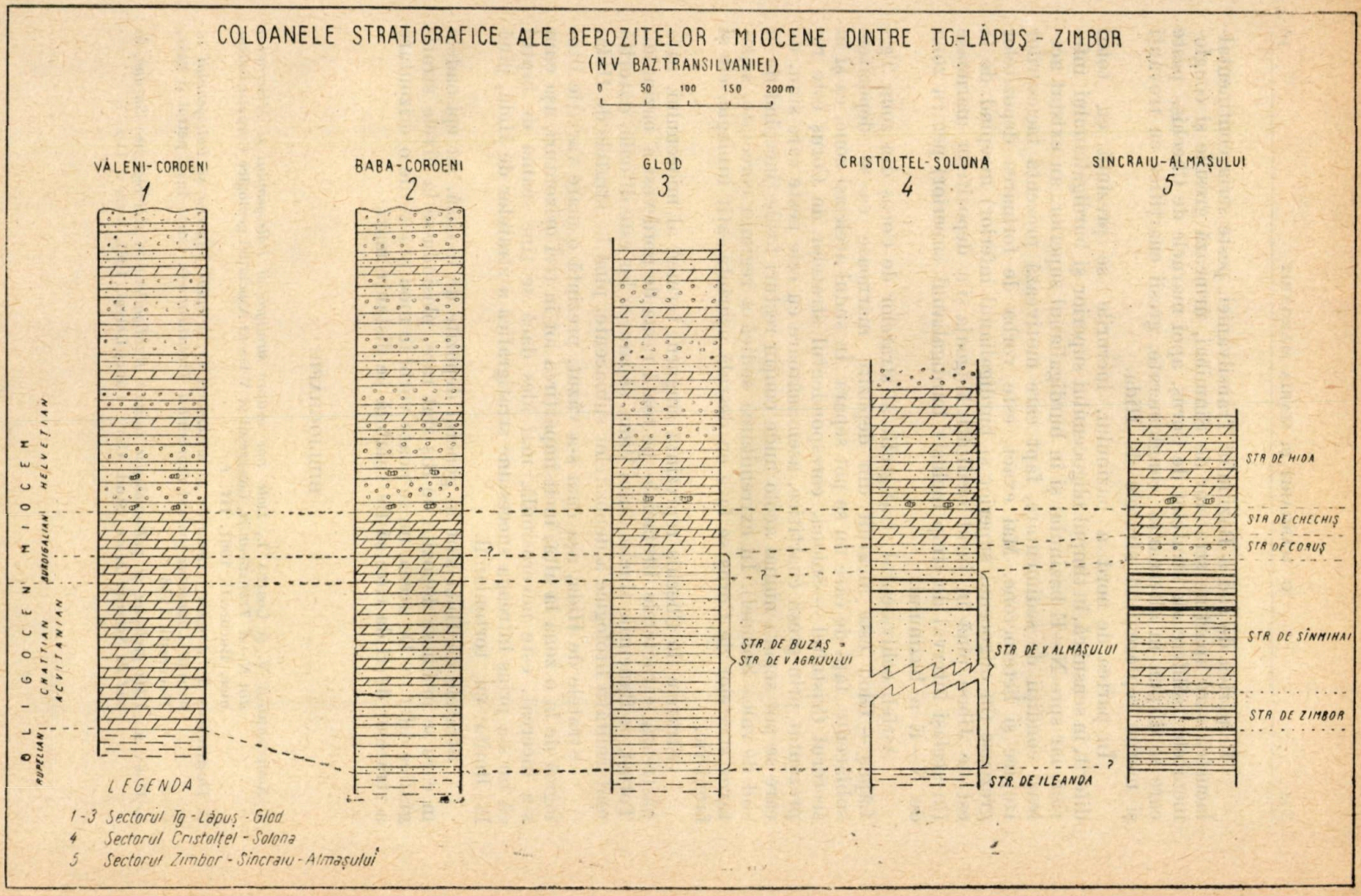

COLOANELE STRATIGRAFICE ALE DEPOZITELOR MIOCENE DINTRE TG-LĂPUŞ - ZIMBOR
(N V BAZ.TRANSILVANIEI)
0 50 100 150 200 m
VĂLENI-COROENI
1
BABA-COROENI
2
GLOD
3
CRISTOLȚEL-SOLONA
4
SINCRAIU-ALMAŞULUI
5
OLIGOCEN MIOCEM
RUPELIAN
CHATTIAN
AQUITANIAN
BURDIGALIAN
HELVETIAN
STR DE HIDA
STR DE CHECHIŞ
STR DE CORUŞ
STR DE SÎNMIHAI
STR DE ZIMBOR
STR DE BUZAŞ =
STR DE VAGRIJULUI
STR DE V ALMAŞULUI
STR. DE ILEANDA
LEGENDA
1-3 Sectorul Tg-Lăpuş - Glod
4 Sectorul Cristolțel - Solona
5 Sectorul Zimbor - Sincraiu - Almaşului

Fig. 2

În partea de sud a Bazinului Transilvaniei, peste seria continental-lacustră care aparţine stratelor de Sînmihai, urmează gresiile şi conglomeratele fosilifere ale stratelor de Coruş, apoi marnele de Chechiş, peste care se dispun în alternanţă conglomerate, gresii cuarţitice cu trovanţi şi marne reprezentînd stratele de Hida.

În partea de nord a bazinului, lucrurile se prezintă cu totul diferit, în sensul că, în timpul oligocenului superior şi burdigalianului inferior, iar spre N—E bazinului şi în burdigalianul superior, au existat aceleaşi condiţii de sedimentare, fapt care motivează prezenţa faciesurilor izopice şi heterocrone. Mai exact, este vorba de formarea depozitelor grezoase (în oligocenul superior şi burdigalianul inferior) începînd de la est de Jibou pînă în jurul localităţii Măgoaja şi a depozitelor marnoase (în acelaşi interval de timp inclusiv burdigalianul superior) pentru zona de N—E a bazinului.

Astfel, echivalentul stratigrafic al stratelor de Coruş din zona Tg.-Lăpuş — Glod este alcătuit din depozite marnoase ca şi depozitele subiacente, faţă de care nu se pot separa. În sudul aceleiaşi zone, ca şi în sectorul Cristolţel — Solona, corespondentul stratelor de Coruş este reprezentat prin gresii cuarţitice, asemănătoare cu cele peste care stau, de care se pot separa numai acolo unde conţin resturi fosile (începînd de la sud de valea Solonei). În extremitatea sudică a regiunii cercetate, separarea stratelor de Coruş se face cu destulă uşurinţă, atît litologic, cît şi faunistic.

Stratele de Chechiş reprezintă singurul termen al miocenului, care păstrează caracterele litofaciale pe toată rama de nord-vest a bazinului. Totuşi, pe flancurile sinclinalului Vima, separarea lor este dificilă, datorită uniformităţii litologice a depozitelor subiacente, pînă la stratele de Hida.

Stratele de Hida, aşa cum s-a văzut, prezintă o mare variaţie litologică de la o zonă la alta, încît împărţirea lor în trei orizonturi, aşa cum s-a încercat, este neverosimilă, mai ales dacă se ţine seama de faptul că nu s-a prins întreaga succesiune stratigrafică a stratelor de Hida, pînă la limita cu tortonianul.

Stratele de Hida sînt în general depozite de molasă, iar episoadele în care se întîlnesc depozite de fliş sînt rare, plasîndu-se la nivele stratigrafice diferite. De aceea, nu se poate vorbi în mod practic de o orizontare a stratelor de Hida care să fie valabilă pe distanţe mari.

BIBLIOGRAFIE

1. Agheorghiesi V. şi Costea I., *Date noi asupra stratigrafiei Paleogenului şi Miocenului din N—E Transilvaniei*, Congresul al V-lea al Asociaţiei geologice Carpato-Balcanice, Bucureşti, 1961, **III**, *1*.

2. Dumitrescu I., *Asupra faciesurilor şi orizontării Cretacicului Superior şi Paleogenului în bazinul Lăpuşului (nordul depresiunii Transilvaniei)*, Lucr. Inst. petrol şi gaze, Bucureşti, 1956.

3. Duşa A., *Date geologice şi paleontologice asupra Burdigalianului din regiunea Surduc, la sud de Someşul Mare*, Stud. Univ. Babeş-Bolyai, 1961, seria a II-a, *1*.

4. Hofmann K., *Földtani jezyzetek a prelukrai kristalyais palaszigetröl es az ejszak es del fele cratlakozo hormadkovi videkröl*, Amagyar kir. Földt. intez., 1885.
5. Joja T., *Observaţiuni de ordin stratigrafic în regiunea din jurul oraşului Jibou*, An. Com. geol., 1956, **XXIX**.
6. Koch A., *Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. I, Paleogene Abteilung. II, Neogene Abteilung*, Budapesta, 1900.
7. Răileanu Gr. şi Saulea E., *Paleogenul din regiunea Cluj şi Jibou (N—V bazinului Transilvaniei)*, An. Com. geol., 1956, **XXIX**.

Întreprinderea de prospecţiuni şi laboratoare.

Primită în redacţie la 19 iunie 1964.

DATE PALEONTOLOGICE NOI PRIVIND FLIȘUL CRETACIC DIN PARTEA DE NE A BAZINULUI VĂII DOFTANA

DE

E. AVRAM și V. MATEI

55(05)

Autorii prezintă cîteva puncte fosilifere identificate în depozitele cretacice inferioare din bazinul superior al văii Doftanei.

Ammoniții barremieni descoperiți și litologia punctelor fosilifere indică existența barremianului în cadrul orizontului marnos cu *Lamellaptychus angulocostatus* Peters (valea Prișcului) al stratelor de Sinaia și confirmă prezența stratelor de Comarnic în lungul a două zone de afundare a stratelor de Sinaia ; tot pe baza unor ammoniți se stabilește vîrsta cea mai nouă a complexului marno-grezos ruginiu în estul bazinului văii Doftanei, la apțian superior (orizontul de *Clansayes*).

Regiunea care ne-a furnizat datele paleontologice pe care le prezentăm în nota de față este cuprinsă între localitatea Trăisteni la S și culmile Munților Urlătelu — Zănoaga — Grohotișu la N.

Studiile mai noi cu caracter geologic asupra acestei regiuni aparțin lui G. Murgeanu (4) și apoi lui G. Murgeanu și D. Patrulius (5). Acești autori au separat (5) în bazinul văii Doftana orizontul marnos al stratelor de Sinaia cu *Lamellaptychus angulocostatus* Peters (hauterivian), peste care stau stratele de Comarnic (barremian-bedulian) și — în parte — depozitele complexului marno-grezos ruginiu (barremian-apțian) ; acesta din urmă suportă orizontul superior de conglomerate poligene și gresii masive (apțian superior—albian inferior) în nordul regiunii și complexul grezos cu intercalații de gresii masive (apțian mediu-superior) de la muntele Zănoaga spre S.

Grigore Popescu, într-o lucrare privind în special flișul cretacic din valea Teleajenului (8), a anunțat existența în bazinul văii

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 2 p. 321—327 București 1964

Doftana, a unui complex de marne şi gresii calcaroase = strate de pîrîul Mogoş (apţian superior—albian inferior), care, în parte, se identifică cu complexul grezos, cu intercalaţii de gresii masive, descris de G. Murgeanu şi D. Patrulius.

În aceste studii, vîrsta formaţiunilor a fost stabilită prin paralelizarea, pe baza asemănării litologice, cu formaţiunile care conţin fosile caracteristice, existente în vecinătatea teritoriului cercetat de noi.

Cu ocazia cercetărilor efectuate în vara anului 1963 în bazinul văii Doftana, am recoltat şi determinat [1] numeroase fosile din toate aceste formaţiuni. Punctele fosilifere cele mai importante sînt situate pe valea Prişcului la V de muntele Urlăţelu (*a*), pe Piciorul lui Ţîrcă (*b*), în valea Muşiţei (*c*), pe valea Dinţeasa (*d*), valea Gîlmei Mari (*e*) şi în valea Negraşului (*f*).

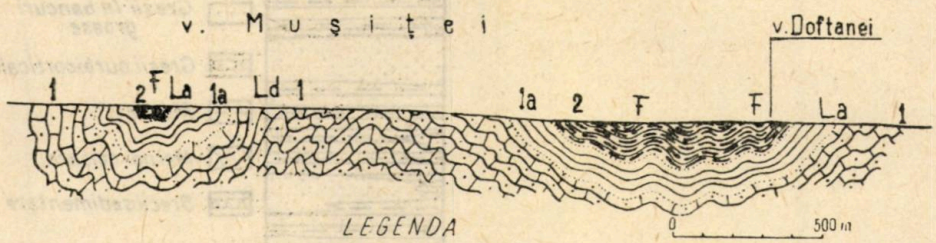
a) Profilul văii Prişcului prezintă de la V la E succesiunea completă a depozitelor cretacice inferioare : stratele de Sinaia, formate din gresii calcaroase de 0,2—0,5 m cu intercalaţii de marno-calcare cenuşii diaclazate şi pelite foioase cenuşii-negricioase, trec la partea superioară la o alternanţă de marne, uneori calcaroase, cenuşii, cu brecii avînd elemente de clorito-şisturi, şisturi sericitoase etc. Peste acestea, în continuitate de sedimentare, urmează depozite marnoase nisipoase, cu intercalaţii de gresii decimetrice de culoare ruginie pe suprafeţele expuse alteraţiei, aparţinînd complexului marno-grezos ruginiu şi care, la rîndul lor, suportă conglomeratele poligene ce apar în axul unui sinclinal, în dizarmonie peste complexul marno-grezos ruginiu (5).

Nivelul marnos cu intercalaţii de brecii, situat la partea superioară a stratelor de Sinaia, formează un mic sinclinal, care se poate urmări din Curmătura Urlatului pînă la izvoarele unui afluent mai mic de pe stînga văii Richitei. Aproape de axul acestei cute secundare, pe un mic afluent stîng al văii Prişcului, am recoltat cîţiva ammoniţi, dintre care am determinat pe *Barremites subdifficilis* Kar. (pl. I, fig. 5), *Euphylloceras tethys* d'Orb. (pl. I, fig. 3), *Lytoceras* sp. (pl. I, fig. 4). Această faună atestă prezenţa barremianului în cuprinsul succesiunii arătate şi impune reconsiderarea vîrstei acestui nivel, care anterior a fost atribuit exclusiv hauterivianului.

b) Pe Piciorul lui Ţîrcă, cercetările anterioare au pus în evidenţă existenţa, la partea superioară a stratelor de Sinaia, a orizontului marnos cu *Lamellaptychus angulocostatus*. În acest punct, orizontul marnos cuprinde intercalaţii de conglomerate cu blocuri mari de clorito-şisturi şi calcare jurasice superioare. Dintr-un pachet de marne foioase situat deasupra conglomeratelor, am recoltat un exemplar prost conservat de *Crioceras* sp. Deasupra acestuia (la baza pantei), pe o placă de marnă calcaroasă, am găsit un fragment de *Eulytoceras* aff. *subfimbriatum* d'Orb., fosilă caracteristică pentru barremian. Prezenţa marnelor calcaroase barremiene în acest punct şi a calcarenitelor cu orbitoline în direcţia acestora, în valea Urlăţelu, indică prezenţa stratelor de Comarnic de la Piciorul lui Ţîrcă spre NE.

[1] Mulţumim pe această cale lui D. Patrulius pentru ajutorul acordat la determinarea materialului paleontologic prezentat în această notă.

La S de Piciorul lui Țîrcă, existența marnelor cu intercalații de brecii calcaroase (în valea Doftanei și pe afluenții mai mici ai acesteia, în aval de gura văii Urlătelu) și cu intercalații de conglomerate avînd elemente de calcare jurasice (în valea Doftănița, valea Cenușii și Plaiul Cenușii) permite urmărirea orizontului marnos cu *Lamellaptychus angulocostatus* în



1, Strate de Sinaia (cu orizontul marnos cu Lamellaptychus angulocostatus Peters, 1a). 2, Stratele de Comarnic. La, Lamellaptychus angulocostatus. Ld, Lamellaptychus didayi F, Puncte fosilifere cu ammoniți.

Fig. 1. — Secțiune geologică în cursul inferior al văii Mușiței.

lungul unei zone sinclinale, pînă în aval de confluența văii Doftanei cu pîrîul Pietrele Dinților. Raritatea deschiderilor ne-a împiedicat însă să stabilim cu certitudine și existența stratelor de Comarnic în această zonă.

c) Secționînd transversal depozitele cretacice inferioare din vestul regiunii de care ne ocupăm, valea Mușiței pune în evidență, în cursul ei inferior, existența a două sinclinale a căror umplutură este constituită din strate de Comarnic (fig. 1). În această zonă am recoltat din cîteva puncte forme fosile hauteriviene și barremiene.

De la confluența văii Mușiței cu valea Doftanei, pînă la circa 850 m în amonte pe această vale, cercetările efectuate de G. M u r g e a n u și D. P a t r u l i u s (5) au evidențiat existența unui sinclinal de strate de Comarnic cu „marne foioase conținînd resturi de plante terestre și de ammoniți striviți, printre care mai multe specii de *Barremites*". Din punctul fosilifer identificat de autorii citați în stînga văii Mușiței, la confluența ei cu valea Doftanei, am obținut de asemenea resturi indeterminabile de ammoniți și un exemplar mai bine păstrat de *Dissimilites dissimile* d'Orb.[2] (barremian) (pl. I, fig. 6). Alt punct fosilifer, situat la circa 400 m amonte de primul, ne-a furnizat cîteva fragmente de *Barremites* nedeterminabile specific.

În jurul ariei de apariție a stratelor de Comarnic din acest sinclinal, am separat orizontul superior marnos al stratelor de Sinaia, pe baza prezenței în brecii și pe suprafața unor gresii a resturilor de *Lamellaptychus angulocostatus*. Aceste resturi au fost întîlnite, în număr destul de mare, atît în valea Doftanei (malul drept) pînă în aval de confluența cu Valea Neagră, cît și pe valea Mușiței.

[2] Exemplar recoltat de M. Ș t e f ă n e s c u.

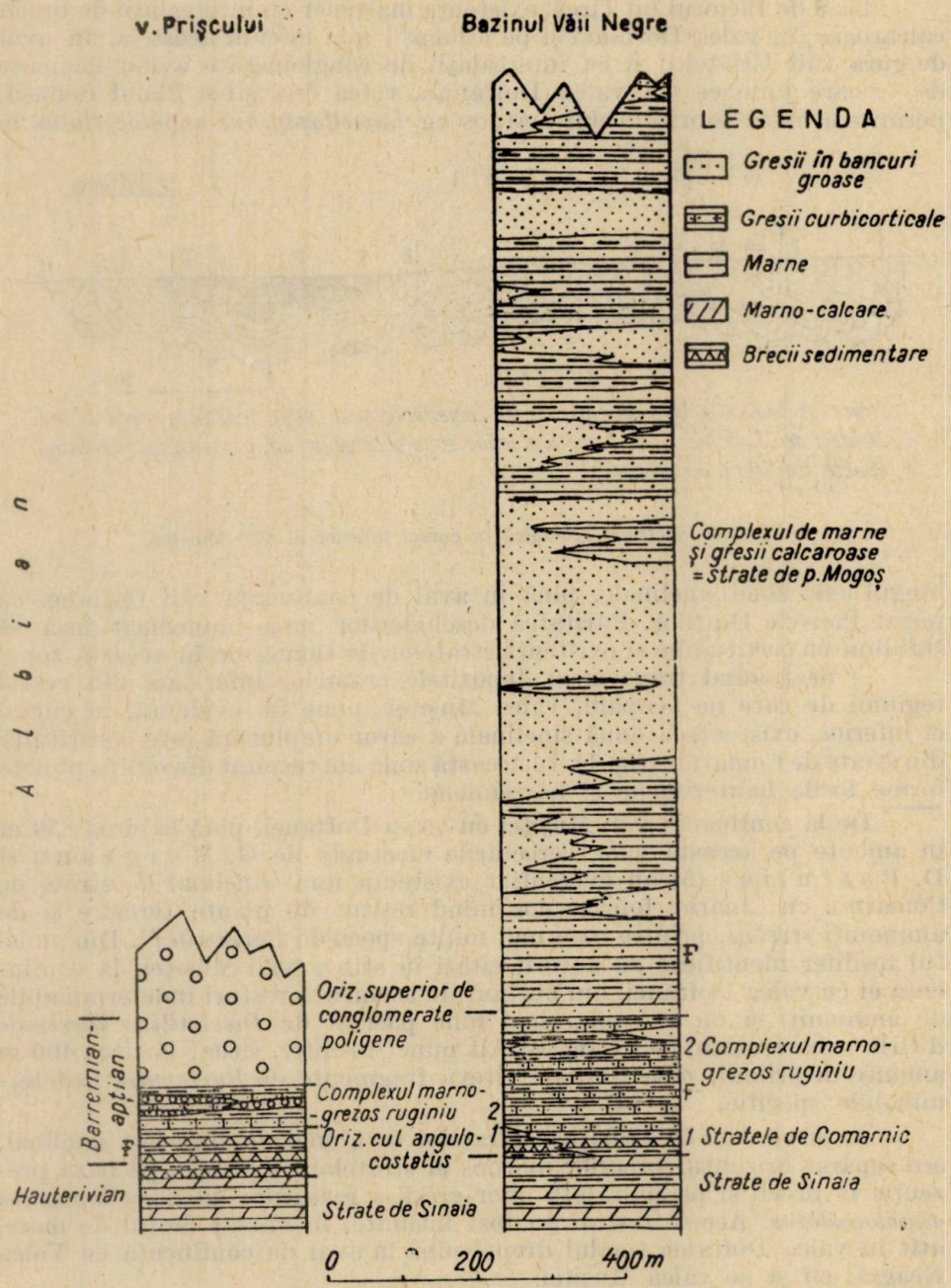


Fig. 2. — Coloane stratigrafice ale depozitelor cretacice din bazinul superior al văii Doftanei, cu indicarea nivelelor fosilifere.

Fig. 3. — *Euphylloceras tethys* d'Orb. (× 1,5). Orizontul marnos cu *L. angulocostatus*, valea Prişcului.

Fig. 4. — *Lytoceras* sp. = *Lytoceras* (?) sp. ind. (in Uhlig (11), p. 199, pl. XX, fig. 14) (× 1,5). Orizontul marnos cu *L. angulocostatus*, valea Prişcului.

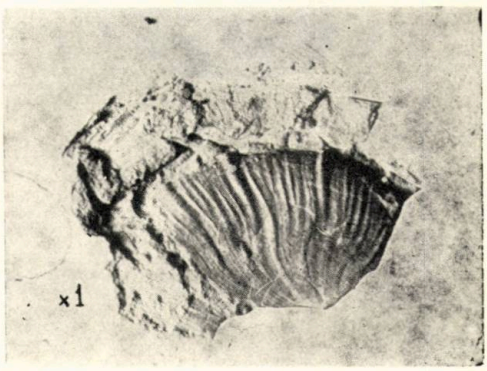


Fig. 5. — *Barremites subdifficilis* Kar. (× 1). Orizontul marnos cu *L. angulocostatus*, valea Prişcului.

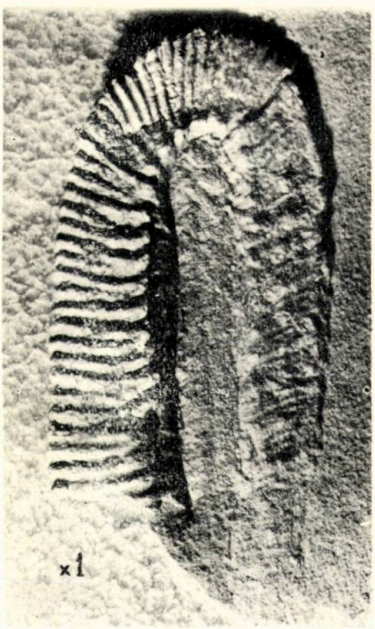


Fig. 6. — *Dissimilites dissimile* d'Orb. (× 1). Stratele de Comarnic, gura văii Muşiţei. →

Fig. 7. — *Pulchellia* sp. (×1,5). Stratele de Comarnic, valea Muşiţei.

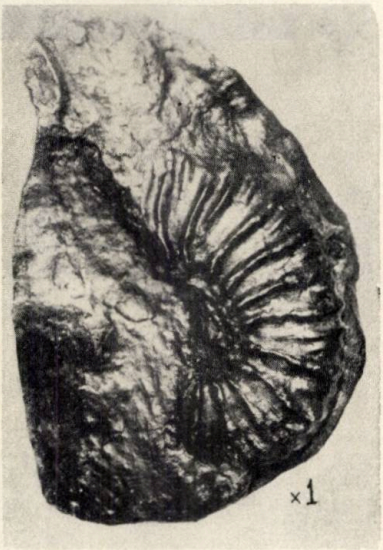


Fig. 8. — *Acanthohoplites multispinatus* Anth. Mulaj (× 1). Complexul marno-grezos ruginiu, valea Dinţeasa.

Fig. 9. — *Acanthohoplites* sp. (aff. *A. bigoti* Seun.) (×1). Complexul marno-grezos ruginiu, valea Gîlmei Mari.

Fig. 10. — *Euphylloceras* aff. *morelianum* d'Orb. (× 1,2). Complexul marno-grezos ruginiu, valea Gîlmei Mari.

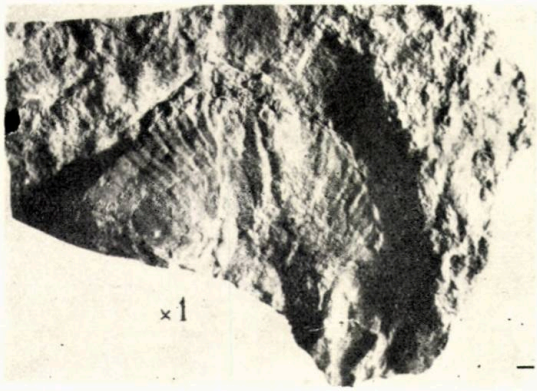


Fig. 11. — *Puzosia* sp. (×1). Complexul de marne și gresii calcaroase (= strate de pîrîul Mogoș), valea Cucioaia.

La circa 2 km în amonte de gura văii Mușiței am identificat o altă apariție de strate de Comarnic, în axul unui al doilea sinclinal. Aici în malul stîng al văii, dintr-un pachet de marne calcaroase cu intercalații de microbrecii, am recoltat formele *Phyllopachyceras infundibulum* d'Orb., *Pulchellia* sp. (pl. II, fig. 7) și *Barremites* sp. În același afloriment prezența fragmentelor de *Lamellaptychus angulocostatus* pe suprafața unor brecii ne-a ajutat să delimităm în baza stratelor de Comarnic și orizontul marnos superior al stratelor de Sinaia.

Depozitele marnoase ale orizontului cu *Lamellaptychus angulocostatus* și ale stratelor de Comarnic care apar în sinclinalul menționat și care nu au fost citate pînă acum în literatura geologică au putut fi urmărite din valea Mușiței spre SV pînă în valea Glodeasa și spre N pînă în Plaiul Mușiței, unde, datorită rezistenței mici la eroziune, sînt marcate în relief de o șa.

Stratele de Sinaia din zona ridicată dintre cele două sinclinale sînt formate dintr-o alternanță de gresii calcaroase cenușii cu marno-calcare diaclazate și cu pelite cenușii. Din această zonă, de pe suprafața unui marno-calcar, deținem cîteva exemplare de *Lamellaptychus didayi* Coq.[3] care ar indica vîrsta valanginian superioară — hauterivian inferioară a nivelului din care au fost recoltate.

Sinclinalele descrise sînt amplasate în părțile mai afundate ale stratelor de Sinaia, în lungul cărora apar și depozitele marnoase hauterivian superioare și barremiene din nordul regiunii (*a*, *b*), pe care le-am denumit :

1. Zona valea Glodeasa — pîrîul Urlățelu — muntele Urlățelu.
2. Zona valea Mușiței — vîrful Pietrele Dinților — muntele Cioara.

Prin afundarea lor spre NE, aceste zone se umplu și cu depozite mai noi aparținînd complexului marno-grezos ruginiu și orizontului superior de conglomerate poligene și gresii masive.

d, *e*) Pînă în prezent, singurele resturi de organisme găsite în depozitele complexului marno-grezos ruginiu în nordul bazinului văii Doftanei sînt orbitolinele de tipul *O. lenticularis* Blum. Ele apar într-un nivel inferior al complexului, nivel care a fost de altfel separat cartografic de G. Murgeanu și D. Patrulius în valea Zănoagei (5). Cercetările noastre au pus în evidență existența breciilor și gresiilor calcaroase dure cu orbitoline de același tip pe aproape toți afluenții de pe stînga ai văii Doftanei între Valea Neagră și valea Negrașului. Acestea indică prezența nivelului inferior cu orbitoline și la S de Valea Neagră, într-o zonă în care complexul marno-grezos ruginiu nu a fost semnalat pînă acum.

Din depozitele complexului marno-grezos ruginiu, am recoltat pe valea Dințeasa (afluent pe dreapta al Văii Negre) și pe valea Gîlmei Mari (afluent stîng al văii Doftanei la N de Trăisteni) și cîteva exemplare de ammoniți : *Acanthohoplites multispinatus* Anth.[4] (valea Dințeasa, 300 m amonte de confluența cu Valea Neagră) (pl. II, fig. 8), *Acanthohoplites* sp. (aff. *A. bigoti* Seun.) (pl. II, fig. 9) și *Euphylloceras* aff. *morelianum* d'Orb. (valea Gîlmei Mari, la 550 m de confluența cu valea Doftanei) (pl. III, fig. 10).

[3] Exemplare recoltate de M. Ștefănescu.
[4] Formă determinată de D. Patrulius.

În ansamblu, aceşti ammoniţi indică vîrsta apţiană superioară (orizontul de *Clansayes*), care probabil este şi vîrsta cea mai nouă a complexului marno-grezos ruginiu din valea Doftanei, în apropierea limitei cu complexul de marne şi gresii calcaroase (= strate de pîrîul Mogoş).

f) În cadrul complexului de marne şi gresii calcaroase (= strate de pîrîul Mogoş) dezvoltat în partea de E a bazinului văii Doftanei, am identificat mai multe puncte fosilifere dintre care cel mai important, în malul drept al văii Cucioaia, la circa 150 m amonte de confluenţa acesteia cu valea Negraşului. Deşi numeroase, exemplarele de ammoniţi găsite în acest punct sînt în cea mai mare parte nedeterminabile. Un exemplar de *Puzosia* sp. (pl. III, fig. 11) recoltat aici indică vîrsta în general albiană a complexului. Aceeaşi vîrstă o indică şi alt exemplar de *Puzosia* sp. şi cîteva auceline recoltate din malul drept al văii Negraşului, la circa 500 m aval de confluenţa cu pîrîul Urşilor.

Cele două puncte fosilifere menţionate ocupă în coloana stratigrafică a depozitelor complexului de marne şi gresii calcaroase, o poziţie apropiată de baza acestuia, la un nivel format dintr-o alternanţă de gresii calcaroase cenuşii, de 0,2—1 m grosime, avînd la partea superioară resturi de plante şi granule de chihlimbar, cu marne nisipoase fin micacee. La baza complexului, în succesiunea depozitelor intervin şi rare marno-calcare roz, uneori cu o peliculă ruginie de alteraţie. Deasupra acestui nivel se dezvoltă gresii calcaroase masive, în bancuri puternice, formînd intercalaţii care se îndinţează vizibil cu depozite avînd o ritmicitate de fliş mai deasă (fig. 2).

În concluzie, analizarea formelor fosile şi a litologiei depozitelor în punctele fosilifere descrise ne-a permis să stabilim unele fapte de ordin stratigrafic, privind depozitele cretacice inferioare care apar în nordul bazinului văii Doftanei. Aceste fapte sînt:

— Existenţa barremianului în succesiunea depozitelor din nordul regiunii. Aceasta ridică problema revizuirii vîrstei exclusiv hauteriviene a orizontului marnos cu *Lamellaptychus angulocostatus* al stratelor de Sinaia.

— Prezenţa depozitelor orizontului marnos cu *Lamellaptychus angulocostatus* şi a stratelor de Comarnic, pe două aliniamente orientate SV—NE, corespunzătoare unor zone de afundare a stratelor de Sinaia.

— Continuitatea complexului marno-grezos ruginiu spre S de Valea Neagră, pînă în valea Negraşului.

— Stabilirea vîrstei celei mai recente a complexului marno-grezos ruginiu din bazinul văii Doftanei la apţian superior (orizontul de *Clansayes*).

BIBLIOGRAFIE

1. Anthula D., *Über die Kreidefossilien des Kaukasus*, Beitr. Palaeont. und Geol. Öst.-Ung. und Orient., 1899, **XII**, *2—3*.
2. Друщиц В. В. и Кудрявцев М. П., *Атлас нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма*. Гостоптехиздат, Москва, 1960.
3. Karakasch N. I., *Le Crétacé inférieur de la Crimée et sa faune*, Tiré de travaux de la Soc. Imp. de Natur. de St. Pétersbourg, 1907, **XXXII**, *5*.
4. Murgeanu G., *La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teşila (Prahova)*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1934, **XVI**.

5. MURGEANU G. și PATRULIUS D., *Flișul cretacic din regiunea Pasului Predeluș (Carpații Orientali)*, St. și cerc. geol., 1959, **IV**, *1*.
6. MURGEANU G., PATRULIUS D., CONTESCU L., JIPA D., MIHĂILESCU N. și PANIN N., *Stratigrafia și sedimentogeneza terenurilor cretacice din partea internă a Curburii Carpaților*, Congresul al V-lea al Asociației geologice Carpato-Balcanice, București, 1961, **III**, *2*.
7. NICKLES R., *Contributions à la paléontologie du sud-ouest de l'Espagne*, Mém. Soc. Fr., 1890, mém. 4.
8. POPESCU GR., *Contribuții la stratigrafia flișului cretacic dintre valea Prahovei și valea Buzăului cu privire specială asupra văii Teleajenului*, St. și cerc. geol., 1958, **III**, *3—4*.
9. SARKAR S., *Revision des ammonites déroulés du Crétacé inférieur du sud-ouest de la France*, Mém. Soc. Géol. Fr., 1955, **XXXIV**, *1—3*.
10. SEUNES I., *Note sur quelques ammonites du Gault*, Bull. Soc. Géol. Fr., 1887, seria a 3-a, **XV**.
11. UHLIG V., *Die Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Schichten*, Denkschr. d.K.K. Akad. d. Wiss. Math. Naturw. Kl., 1883, **XLVI**.

Comitetul geologic.

Primită în redacție la 28 aprilie 1964.

ASUPRA UNOR IVIRI DE TURONIAN LA E DE MEDGIDIA

DE

MIRCEA CHIRIAC

55(05)

În lucrarea de față autorul descrie iviri noi de turonian și semnalează pentru prima dată în perimetrul Medgidia — Castelu prezența tortonianului (orizontul de Ciokrak); de asemenea se aduc date noi privind răspîndirea albianului și se face separarea subetajelor senonianului: santonian, campanian și maastrichtian.

Din punct de vedere tectonic, se evidențiază discordanța unghiulară dintre barremian și apțian datorită mișcărilor preaustrice, discordanța unghiulară dintre albian și turonian, datorită mișcărilor austrice; discordanțele simple se datoresc numai mișcărilor pe verticală. Autorul semnalează în același timp și prezența unui anticlinal orientat V—E cu afundare axială spre Medgidia și spre Dealul Castelului.

În anii 1961 și 1962, cu ocazia unor lucrări de prospecțiuni geologice pe care le-am efectuat în împrejurimile orașului Medgidia (reg. Dobrogea), am întîlnit în versantul sudic al văii Carasu, la 3—4 km E de localitatea menționată, aflorimente de turonian necunoscute anterior [1].

Pentru a arăta răspîndirea și raporturile stratigrafice ale depozitelor turoniene din această zonă dăm în cele ce urmează descrierea geologică a unui mic perimetru delimitat astfel: la N de o linie orientată V—E care pleacă de la 1,5 km N de Medgidia și ajunge la comuna Castelu; la S de o linie V—E situată la 1,5 km S de Medgidia, care unește Dealul Medgidia cu Dealul Castelului; la E de o linie orientată N—S care unește localitatea Castelu cu versantul estic al Dealului Castelului; iar la V de o linie N—S care pleacă de la 1,5 km N de Medgidia, trece prin Medgidia și merge pînă în partea de V a Dealului Medgidia (fig. 6).

[1] M. Chiriac, *Rapoarte geologice de cartare și prospecțiuni în Dobrogea de sud și centrală între anii 1953 și 1963*, Arh. Com. geol.

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 2 p. 329—339 București 1964

Pe harta geologică la scara 1 : 500 000 (foaia 6 b apărută în 1937) a Institutului geologic figurează în perimetrul Medgidia — Castelu delimitat mai sus depozite barremiene (versantul sudic al văii Carasu la E de Medgidia), apțiene (versantul estic, vestic și nordic al Dealului Castelului), albiene (E de Medgidia), senoniene (Dealul Castelului), sarmațiene (Dealul Medgidia, Dealul Castelului) și cuaternare.

Pe harta geologică a Dobrogii la scara 1 : 250 000 anexată la „Ghidul Excursiilor. D. Dobrogea" (1961), hartă pe care am întocmit-o după datele noastre de cartare în porțiunea de la S de linia Hîrșova — Pantelimonu-de-Jos — Gura Dobrogii — Corbu-de-Jos, în perimetrul Medgidia — Castelu este reprezentat barremianul (între Medgidia și Dealul Castelului), apțianul (E de Medgidia, Dealul Castelului), albianul (E de Medgidia, Dealul Castelului), senonianul (Dealul Castelului), sarmațianul (V de Dealul Castelului, Dealul Castelului) (4).

Din punct de vedere geologic, perimetrul Medgidia — Castelu este alcătuit din depozite aparținînd barremianului, apțianului în facies continental-lacustru, albianului, turonianului, senonianului (santonian, campanian, maastrichtian), tortonianului, sarmațianului și cuaternarului.

BARREMIANUL

a. *Localizare.* Aflorează în versantul sudic al văii Carasu, între Medgidia și Dealul Castelului pe o lungime de 4,3 km.

b. *Raporturi stratigrafice.* Baza acestei formațiuni nu este vizibilă aici. Barremianul este acoperit transgresiv de diferiți termeni stratigrafici ca : apțian în facies continental-lacustru (versantul sudic al văii Carasu în dreptul fabricii de ciment) ; albian (E de Medgidia, V de Valea lui Chirițescu) ; turonian (Valea lui Chirițescu, V de această vale) ; santonian (versantul vestic al Dealului Castelului) ; tortonian (Valea lui Chirițescu, versantul vestic al Dealului Castelului) ; sarmațian (Valea lui Chirițescu, versantul vestic al Dealului Castelului) ; cuaternar (versantul sudic al văii Carasu, între Medgidia și Dealul Castelului).

c. *Constituție litologică.* Alternanță de calcare, marno-calcare și argile marnoase. Predomină calcarele albe și albe-gălbui, urmate în ordinea frecvenței de argilele marnoase, verzui și cafenii.

Atît din aflorimente, cît și din foraje se observă că intercalațiile de argile marnoase sînt mai frecvente în porțiunea vestică a ivirilor (în dreptul fabricii de ciment), devenind mai rare către versantul vestic al Dealului Castelului.

d. *Vîrsta.* Aceste depozite au fost atribuite de V. Anastasiu jurasicului superior (1), iar de G. Macovei barremianului (7). Fauna pe care am colectat-o de aici, constituită din lamellibranchiate și gasteropode, atestă vîrsta barremiană, după cum a afirmat G. Macovei.

APȚIANUL

a. *Localizare.* În versanții nordic, estic și vestic ai Dealului Castelului și într-un mic afloriment în versantul sudic al văii Carasu la V de Valea lui Chiriţescu. În anul 1953 cînd am cartat pentru prima dată această regiune, la V de Valea lui Chiriţescu existau două iviri de apțian, dintre care una a dispărut între timp datorită exploatărilor de calcare pentru fabrica de ciment de lîngă Medgidia.

b. *Raporturi stratigrafice.* În aflorimentele din Dealul Castelului nu se vede baza acestei formațiuni, iar în dreptul fabricii de ciment apțianul este dispus într-un relief carstic al barremianului. Acoperișul depozitelor apțiene este constituit din albian și santonian (Dealul Castelului).

c. *Constituție litologică.* Această formațiune în facies continental-lacustru este alcătuită din argile caolinice multicolore cu intercalații lenticulare de nisipuri și pietrișuri.

d. *Vîrsta.* Depozitele descrise mai sus au fost atribuite apțianului în facies continental-lacustru pe baza raporturilor stratigrafice și a comparației litologice cu formațiuni asemănătoare din Dobrogea, ele fiind lipsite total de macro- și microfaună.

ALBIANUL

a. *Localizare.* Aflorează în versantul sudic al văii Carasu, în partea estică a orașului Medgidia, la V de fabrica de ciment, la V de Valea lui Chiriţescu, în versantul nordic și cel vestic ai Dealului Castelului.

b. *Raporturi stratigrafice.* Este dispus peste depozite barremiene sau apțiene și este acoperit fie de turonian, fie de santonian, sau direct de cuaternar.

c. *Constituție litologică.* În bază se distinge un orizont de nisipuri glauconitice amestecate cu pietriș, care pe alocuri trece lateral într-un microconglomerat, peste care urmează o alternanță de gresii glauconitice și nisipuri. Uneori în masa nisipurilor se întîlnesc nivele subțiri de pietrișuri cu fosfați. De asemenea și orizontul bazal conține fosfați.

d. *Vîrsta.* După fauna întîlnită, albianul din acest perimetru este reprezentat în majoritatea aflorimentelor prin albianul inferior (inclusiv orizontul de *Clansayes*), cu excepția zonei din partea estică a orașului Medgidia, unde în afară de albianul inferior există și albianul mediu și poate chiar partea inferioară a albianului superior.

TURONIANUL

a. *Localizare.* În ambii versanți ai Văii lui Chiriţescu și într-un mic afloriment de pe o vîlcea situată la circa 300 m V de valea menționată.

Cea de-a doua ivire de turonian a apărut datorită lucrărilor de hidromecanizare întreprinse în această zonă pentru descopertarea calcarelor barremiene necesare ca materie primă fabricii de ciment de lîngă Med-

gidia. Menționăm că în urma acestor lucrări a fost îndepărtat prin spălare un strat gros pînă la 10 m de loess și lehm (fig. 1).

b. *Raporturi stratigrafice.* Pe Valea lui Chiriţescu, turonianul este dispus peste depozite barremiene care la rîndul lor prezintă un puternic

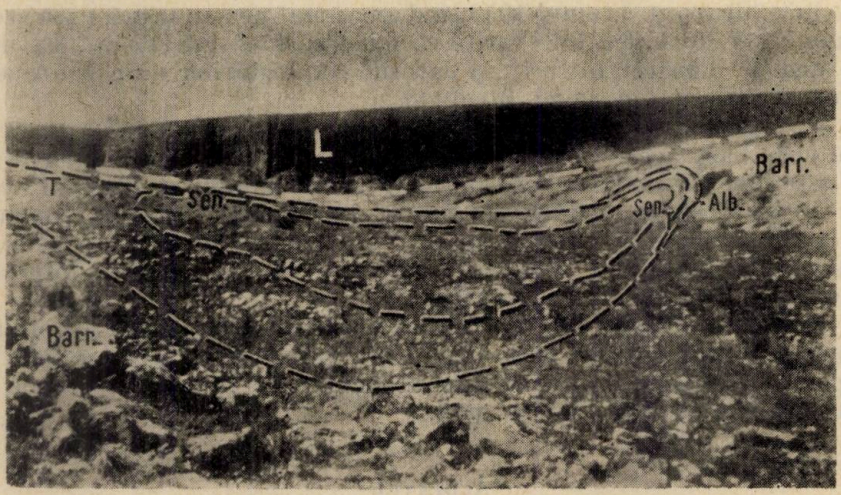


Fig. 1. — Vîlceaua de la V de Valea lui Chiriţescu (zona hidromecanizată). *Barr.*, Barremian ; *Alb.*, albian ; *Sen.*, senonian ; *L.*, loess și lehm.

relief sub formă de faleză (fig. 6, secţiunea $B-B'$). Turonianul este acoperit transgresiv de santonian.

Pe vîlceaua de la V de Valea lui Chiriţescu, depozitele turoniene mulează un vechi relief al barremianului și în același timp o cută sinclinală a acestuia (fig. 2 și 3). În versantul stîng al vîlcelei se observă că turonianul este așezat și pe albian, ale cărui depozite constituite din nisipuri glauconitice amestecate cu pietriș nu depășesc o grosime de 0,60 m. Și aici, ca și pe Valea lui Chiriţescu, turonianul este acoperit de santonian.

c. *Constituţie litologică.* Depozitele aparţinînd acestei formaţiuni sînt reprezentate în cea mai mare parte prin microconglomerate silicioase cu ciment calcaros. Pe versantul stîng al vîlcelei de la V de Valea lui Chiriţescu, microconglomeratele trec lateral în nisipuri cu pietriș, pe alocuri foarte slab cimentate.

Văzute la microscop, aceste conglomerate apar constituite dintr-un ciment de origine organică reprezentat prin calcit granular și microgranular, în care se găsesc înglobate : cuarț sub formă de granule rulate, fragmente rulate de gresii glauconitice, cuarțite metamorfice, fragmente de fosile fosfatizate, concreţiuni de fosfaţi, glauconit, mice, feldspaţi etc.

Menționăm că glauconitul este destul de frecvent în masa rocii. Fragmentele de fosile întîlnite aparţin echinoidelor, crinoidelor, brachiopodelor și lamellibranchiatelor. Cele mai multe dintre ele sînt fosfatizate.

Concreţiunile de fosfaţi sînt constituite din colophanit și francolit.

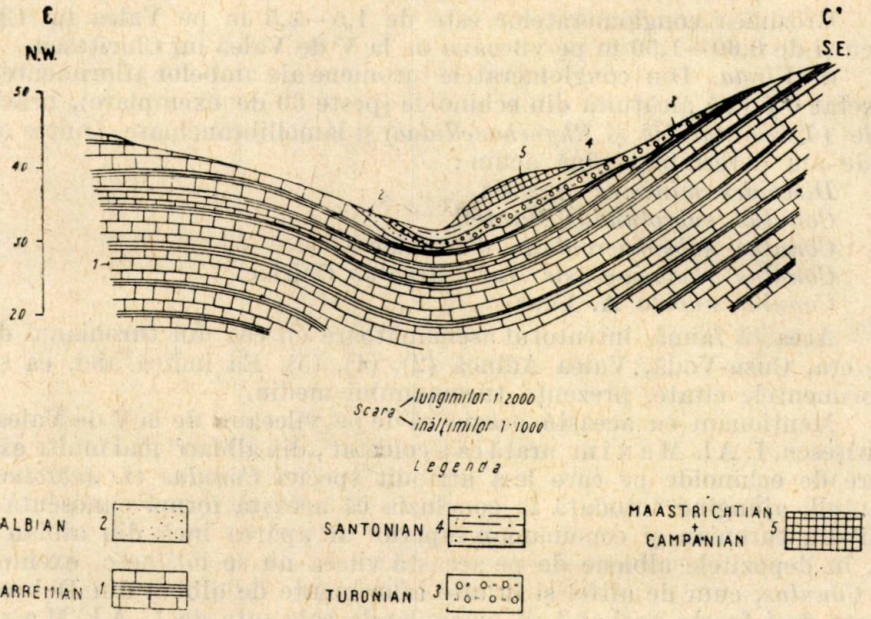


Fig. 2. — Secțiune geologică ($C - C'$) prin vîlceaua de la V de Valea lui Chiriţescu.

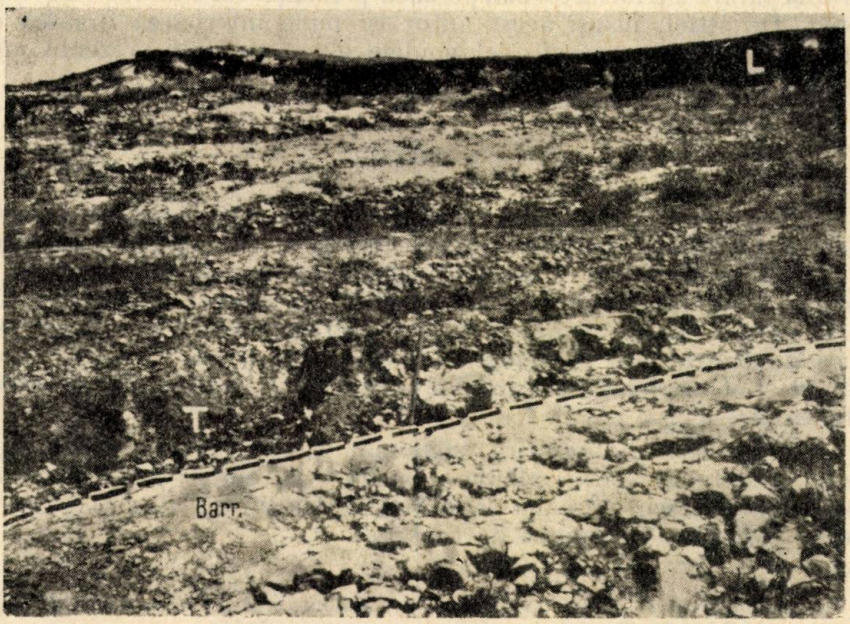


Fig. 3. — Versantul estic al vîlcelei de la V de Valea lui Chiriţescu spre valea Carasu. *Barr.*, Barremian ; *T.*, turonian mediu ; *L.*, loess şi lehm.

Grosimea conglomeratelor este de 1,5—2,5 m pe Valea lui Chiriţescu şi de 0,60—1,50 m pe vîlceaua de la V de Valea lui Chiriţescu.

d. *Vîrsta.* Din conglomeratele turoniene ale ambelor aflorimente am colectat o faună alcătuită din echinoide (peste 60 de exemplare), brachiopode (*Terebratulidae* şi *Rhynchonellidae*) şi lamellibranchiate. Dintre echinoide am determinat pînă acum :

Discoides minimus Agassiz
Conulus subrotundus Mantell
Conulus subsphaeroidalis d'Archiac
Conulus rhotomagensis var. *elevatus* Chiriac
Conulus nucula A. Gras

Această faună întrutotul asemănătoare cu cea din turonianul de la Peştera, Cuza-Vodă, Valea Adîncă (2), (4), (5). Ea indică aici, ca şi în aflorimentele citate, prezenţa turonianului mediu.

Menţionăm cu această ocazie că de pe vîlceaua de la V de Valea lui Chiriţescu, I. Al. Maxim arată că a colectat „din albian" mai multe exemplare de echinoide pe care le-a atribuit speciei *Conulus* cf. *subrotundus* Mantell, ajungînd totodată la concluzia că această formă cunoscută numai din turonian şi cenomanian superior ar apărea încă din albian (8). Or, în depozitele albiene de pe această vîlcea nu se întîlnesc exemplare de *Conulus*, cum de altfel şi în alte aflorimente de albian din Dobrogea. Apare deci foarte probabil că exemplarele colectate de I. Al. Maxim provin nu din depozitele albiene, ci din cele turoniene descrise mai sus, a căror separare s-a făcut tocmai pe baza prezenţei lui *Conulus subrotundus* Mantell. De altfel, însuşi acest autor îşi pune întrebarea firească dacă formaţiunea din care provin echinoidele nu ar putea reprezenta un alt etaj stratigrafic decît albianul ((8), p. 7).

SENONIANUL

a. *Localizare.* Aflorează în versanţii nordic, estic şi vestic ai Dealului Castelului, pe Valea lui Chiriţescu şi vîlceaua de la V de această vale (fig. 4).

Reinterpretînd datele forajelor efectuate în versantul sudic al văii Carasu în porţiunea cuprinsă între Medgidia şi Dealul Castelului de către T. S. P. al M. C. I. P. C. [2] în vederea conturării rezervelor de calcare pentru fabrica de ciment din Medgidia, am reuşit să separăm santonianul, campanianul şi maastrichtianul care sînt prezente în forajele IV şi V (fig. 6, secţiunea $A-A'$).

b. *Raporturi stratigrafice.* Senonianul este dispus peste apţian (Dealul Castelului), peste albian (Dealul Castelului) şi peste turonian (Valea lui Chiriţescu, vîlceaua de la V de Valea lui Chiriţescu) şi este acoperit de tortonian (orizontul de Ciokrak).

---

[2] M. Popovici şi I. Georgescu, *Studiul geologic al carierelor de calcar de la Medgidia*, M.C.I.M.C., Trustul de studii şi prospecţiuni, 1954.

A. Cristache şi M. Popovici, *Studiul materialelor calcaroase şi cretoase din zonele Ghenciu II, valea Castelu şi Cainac*, M.C.I.M.C., Trustul de studii şi prospecţiuni, 1957.

c. *Constituţie litologică.* Această formaţiune este alcătuită în partea sa bazală dintr-un pachet de gresii calcaroase, glauconitice, friabile, de culoare cenuşie-deschis cu o slabă nuanţă verzuie. Uneori gresiile devin local microconglomeratice sau trec lateral în nisipuri pe alocuri slab cimentate. Gresiile conţin numeroase fragmente de inocerami. Din studiul lor

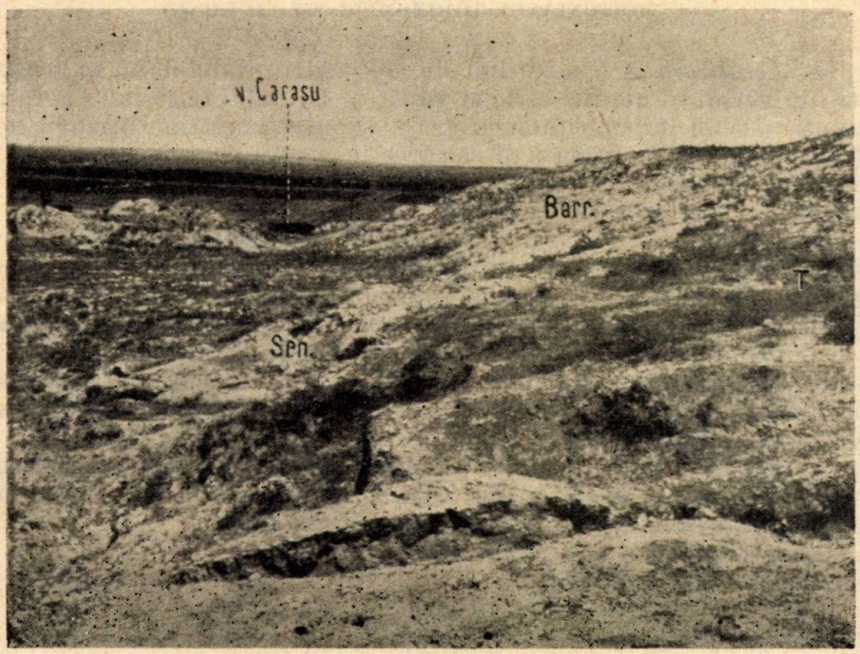


Fig. 4. — Vedere de pe vîlceaua de la V de Valea lui Chiriţescu spre valea Carasu. *Barr.*, Barremian; *T.*, turonian mediu; *Sen.*, senonian.

microscopic s-a văzut că ele conţin concreţiuni de fosfaţi şi fragmente de cochilii fosfatizate. Partea mijlocie şi cea superioară a senonianului sînt constituite din cretă cu accidente silicioase.

d. *Vîrsta.* Gresiile bazale sînt mai bogate din punct de vedere faunistic, cuprinzînd brachiopode (*Terebratulidae*), lamellibranchiate (mai ales fragmente de inocerami) şi echinoide. Dintre acestea din urmă am determinat pînă acum:

Echinocorys vulgaris Breyn.
Conulus oblongus d'Orb.
Conulus conicus Breyn.

Asociaţia de echinoide menţionată caracterizează santonianul, lipsind aici, ca şi în toată Dobrogea de sud, coniacianul.

După microfauna bogată întîlnită în cretă şi caracterizată prin *Globotruncana arca* (Cush.), *Gl. fornicata* (Plumm), *Gl. lapparenti* (Brotzen) [3]

[3] Determinările au fost făcute de M. Tocorjescu de la Laboratorul de micropaleontologie al Comitetului geologic.

se poate afirma că aceasta reprezintă în întregime campanianul şi eventual maastrichtianul inferior. Aici, ca şi în alte zone din Dobrogea de sud, senonianul este reprezentat prin subetajele sale : santonian, campanian şi maastrichtian inferior.

TORTONIANUL (ORIZONTUL DE CIOKRAK)

a. *Localizare.* A fost întîlnit de noi pentru prima dată, în acest perimetru în versanţii nordic, estic şi vestic ai Dealului Castelului şi în ambii versanţi ai Văii lui Chiriţescu (fig. 6). De asemenea, am atribuit acestui etaj un nivel argilos în bază şi calcaros în partea superioară situat între sarmaţian şi senonian, întîlnit în forajele IV şi V (fig. 6, secţiunea $A-A'$) şi atribuit anterior sarmaţianului.

b. *Constituţie litologică.* Tortonianul este alcătuit dintr-un orizont bazal de argilă verzuie peste care urmează un orizont calcaros, fosilifer. Argila bazală de culoare verzuie cuprinde uneori în partea sa inferioară numeroase concreţiuni de silex şi bolovani de cretă remaniaţi din senonian. Alteori include tot în partea bazală şi lentile de nisipuri şi pietrişuri. Calcarul, de culoare albă-gălbuie, friabil, este pe alocuri puternic fisurat, fisurile fiind colmatate descendent cu argilă sarmaţiană. Grosimea întregii formaţiuni este de 0,40—1,20 m.

d. *Vîrsta.* Fauna întîlnită în orizontul calcaros este formată din lamellibranchiate şi gasteropode, care s-au păstrat numai sub formă de impresiuni sau mulaje. Dintre acestea menţionăm :

Arca (*Anadara*) *turoniensis* Duj.
Pitar islandicoides Lam.
Cardium centumpanium Andrus.
Cardium hispidiforme David.
Cardita laticosta Eichw.
Turritella (*Haustator*) *vermicularis* Brocc. var. *tricincta* Schff.

Această faună caracterizează orizontul de Ciokrak al tortonianului şi a fost întîlnită în mai multe zone din Dobrogea de sud (3).

SARMAŢIANUL

a. *Localizare.* Aflorează pe o suprafaţă mare în Dealul Castelului şi de aici spre V cu o scurtă întrerupere pînă în Valea lui Chiriţescu. De asemenea a fost întîlnit în mai multe foraje efectuate în versantul sudic al văii Carasu, începînd din partea estică a văii Medgidia şi pînă în versantul vestic al Dealului Castelului.

b. *Raporturi stratigrafice.* Sarmaţianul este dispus în cea mai mare parte peste tortonian (orizontul de Ciokrak) şi pe mici zone peste barremian, fiind acoperit de către depozite cuaternare.

c. *Constituţie litologică.* Această formaţiune cuprinde două orizonturi : în bază un orizont de argilă cu o grosime cuprinsă între 0,60 şi 2 m, peste care urmează un orizont de calcare lumaşelice. Sarmaţianul are o grosime de 10—15 m.

d. *Vîrsta.* Argila bazală este lipsită total de macrofaună, în schimb microfauna indică prezența zonei micropaleontologice S_2. Calcarele lumașelice cuprind o bogată faună cu *Mactra vitaliana fabreana* d'Orb., *Cardium fittoni fittoni* (d'Orb.), *C. döngingki* Sinz., *Calliostoma sulcatopodolica* (Koles), *Dorsanum dissitum* (Dub.), faună caracteristică bessarabianului.

CUATERNARUL

Acoperă cea mai mare parte din perimetrul Medgidia — Castelu, fiind reprezentat prin loessuri, lehmuri, aluviuni, loessuri resedimentate și depuneri de baltă.

TECTONICA

Depozitele sedimentare din perimetrul Medgidia — Castelu sînt ușor ondulate sau aproape orizontale.

În suita depozitelor cretacice barremianul prezintă ondularea cea mai accentuată, alcătuind o cută anticlinală orientată V—E, al cărei ax trece prin partea mediană a Văii lui Chiriței (fig. 6). Acest anticlinal se afundă axial spre V către Medgidia și spre E către Dealul Castelului. Flancul său nordic înclină spre valea Carasu, iar cel sudic către valea Medgidiei.

Pe fondul acestei cute majore se constată existența unor ondulații secundare de mică amplitudine, cum este cazul celei cu caracter de sinclinal de pe vîlceaua de la V de Valea lui Chiriței (fig. 2). Formațiunile geologice din perimetru sînt separate între ele prin discordanțe simple și unghiulare.

a) Discordanțe unghiulare: între barremian și apțian, între albian și turonian, între senonian și tortonian.

b) Discordanțe simple: între apțian și albian, între turonianul mediu și santonian, între tortonian și sarmațian.

Discordanța unghiulară dintre barremian și apțian se datorește unei faze de mișcări preaustrice, discordanța dintre albian și turonian unei faze austrice, iar cea dintre senonian și tortonian unei faze laramice[4] (4), (5), în timp ce discordanțele simple se datoresc numai mișcărilor pe verticală.

Menționăm că în zone apropiate perimetrului Medgidia — Castelu, unde termenii stratigrafici sînt mai complet păstrați (cenomanianul, eocenul), se poate preciza că discordanța unghiulară datorită fazei austrice se situează între albian și cenomanian, iar cea datorită fazei laramice între senonian și eocen.

În legătură cu discordanța unghiulară dintre senonian și barremian din versantul vestic al Dealului Castelului, ținem să precizăm că aceasta a fost considerată de unii autori drept falie (6). Or, atît din lucrările de cartare, cît și din datele de foraj rezultă aici un contact normal, în sensul că depozitele barremiene din flancul nordic al anticlinalului menționat mai sus, care înclină relativ puternic spre valea Carasu, sînt transgredate de către depozite senoniene (fig. 6).

[4] M. Chiriac, *Op. cit.*

CONSIDERAȚII PALEOGEOGRAFICE

După faza preaustrică în timpul căreia sînt cutate depozitele barremianului, urmează o mișcare de ridicare a Dobrogii de sud, care duce la instaurarea unui regim continental-lacustru ce durează în regiunea Medgidia — Castelu tot timpul apțianului.

O dată cu începutul albianului, regiunea reintră în domeniul de sedimentare marină care persistă pînă la începutul cenomanianului. Este de menționat că transgresiunea albiană care a venit în Dobrogea de la SV și V a înaintat spre E numai pînă în dreptul liniei valea Agi Cabul — Cuza-Vodă — Castelu, ceea ce s-a putut stabili după prezența depozitelor litorale cu puternice aporturi continentale, probabil deltaice (Cuza-Vodă). Această limită coincide de altfel și cu limita extensiunii cartografice a depozitelor albiene stabilită prin lucrări de cartare și foraje.

Cu toate că în perimetru nu există cenomanian, formațiune prezentă însă în zone apropiate, este de presupus că acesta s-a depus și aici și că a fost erodat într-o fază continentală anterioară depunerii turonianului

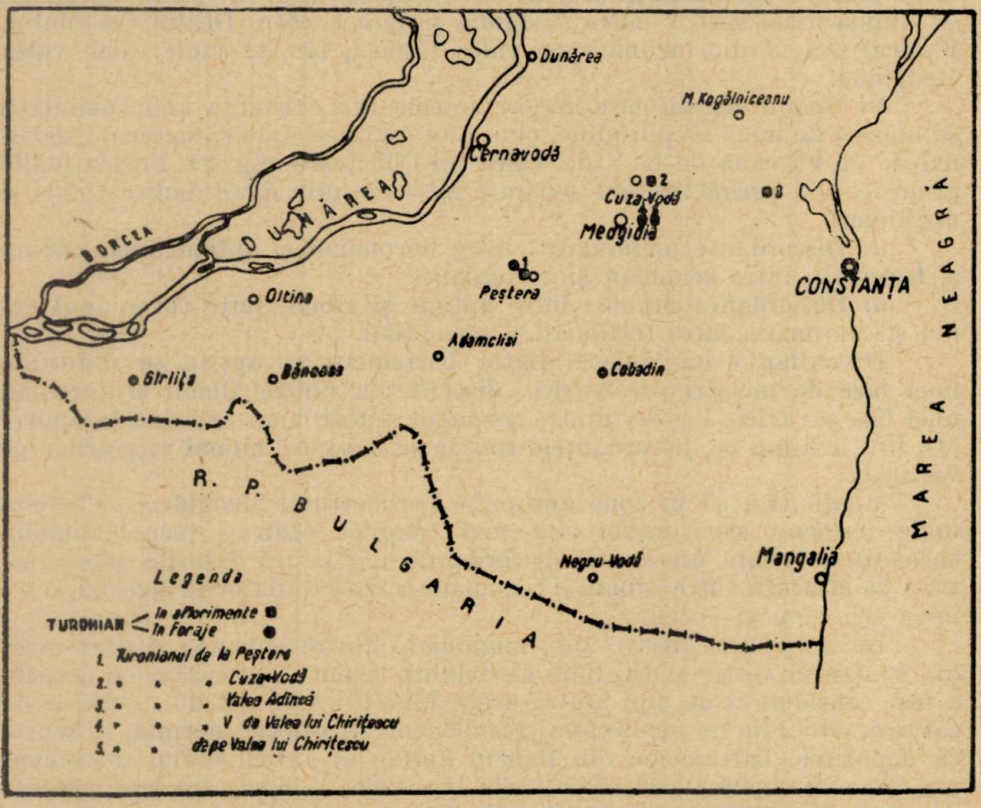
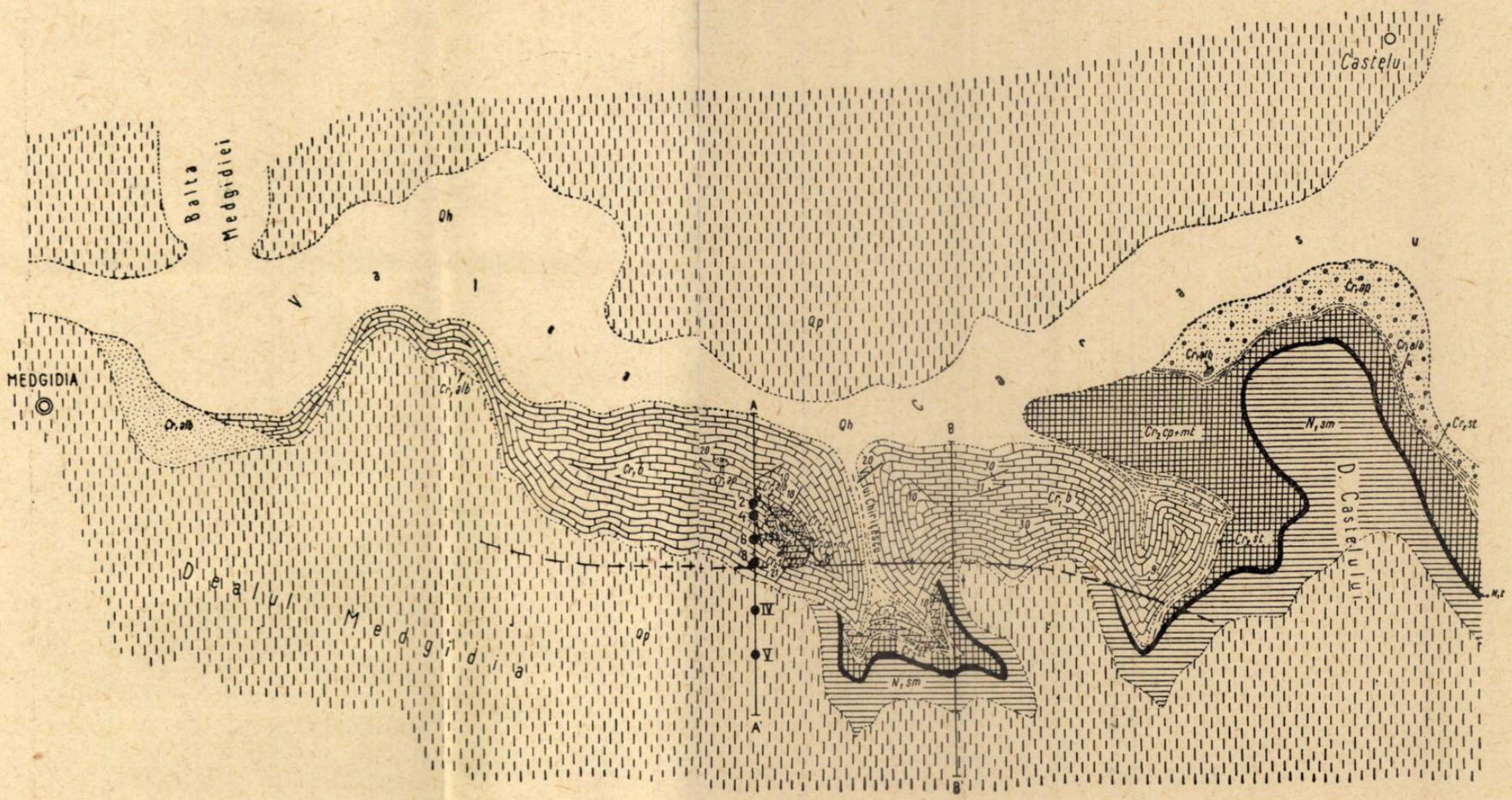


Fig. 5. — Răspîndirea depozitelor turoniene în Dobrogea de sud
Scara 1 : 1 000 000.

M. CHIRIAC

HARTA GEOLOGICĂ A PERIMETRULUI MEDGIDIA - CASTELU

0 ——— 500 m

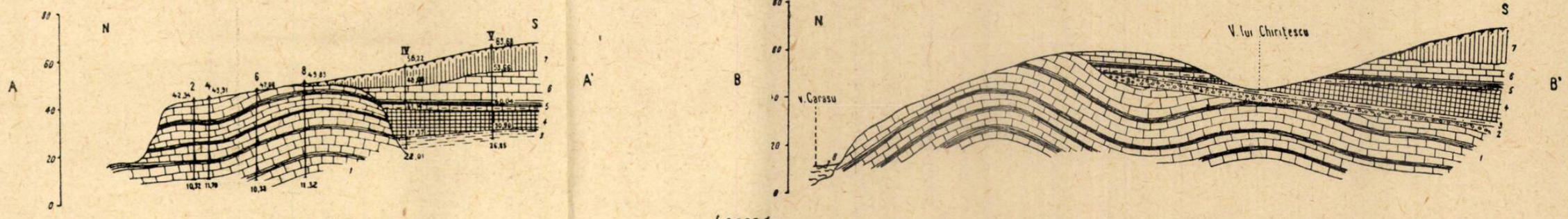


LEENDA

APŢIAN ÎN FACIES CONTINENTAL-LACUSTRU — Cr₁ap
BARREMIAN — Cr₁b
TURONIAN — Cr₂t
ALBIAN — Cr₁alb
SENONIAN — MAASTRICHTIAN CAMPANIAN — Cr₂cp+mt
SENONIAN — SANTONN — Cr₂st
SARMAŢIAN — N,sm
TORTONIAN (Oriz. de Ciokrak) — N₁
CUATERNAR — HOLOCEN — Qh
CUATERNAR — PLEISTOCEN — Qp
Ax de anticlinal
Foraj 2

SECŢIUNI GEOLOGICE

Sc. lungimi 0 ——— 200 m



Legend

TURONIAN 2
BARREMIAN 1
MAASTRICHTIAN + CAMPANIAN 4
SANTONIAN 3
RMAŢIAN 6
RTONIAN (z de Ciokrak) 5
CUATERNAR 8 — Depuneri de baltă. loessuri resedimentate
CUATERNAR 7 — Lehm, loess

mediu. Tot în această perioadă continentală a avut loc şi formarea reliefului accentuat sub formă de faleză, pus de noi în evidenţă prin lucrările de cartare (Valea lui Chiriţescu, vîlceaua de la V de Valea lui Chiriţescu) şi prin foraje (Dealul Medgidia).

Aflorimentele de turonian mediu cunoscute pînă acum la Peştera, Cuza-Vodă, Valea Adîncă şi la E de Medgidia arată că transgresiunea acestei formaţiuni în Dobrogea de sud a ocupat o suprafaţă mult mai mare decît se ştie, însă cu extindere probabilă ceva mai redusă decît transgresiunea cenomaniană (fig. 5).

După depunerea turonianului mediu urmează o altă fază continentală care durează pînă la începutul santonianului. O nouă fază de sedimentare marină are loc în timpul santonianului, campanianului şi maastrichtianului.

Urmează alte faze de exondare (senonian-luteţian, luteţian-tortonian inferior, tortonian inferior-sarmaţian mediu şi după sarmaţianul mediu pînă în prezent) în alternanţă cu depuneri marine (luteţian, tortonian inferior, sarmaţian mediu). Cu toate că luteţianul nu este prezent în această regiune, este însă cunoscut în zone apropiate (valea Ceşmelei, Valea Adîncă), ceea ce ne face să presupunem că s-a depus şi aici, însă probabil a fost erodat în faza antetortoniană.

BIBLIOGRAFIE

1. Anastasiu V., *Contribution à l'étude géologique de la Dobrogea*, Thèse, Paris, 1898.
2. Chiriac M., *Contribuţii la cunoaşterea faunei de echinoide cretacice din Dobrogea de sud*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de geologie-geografie, 1956, **I—II**, *1*.
3. — *Asupra unor noi iviri de tortonian în Dobrogea de sud*, St. şi cerc. geol., 1960, **V**, *1*.
4. — În *Ghidul Excursiilor, D, Dobrogea*, Congresul al V-lea al Asociaţiei geologice Carpato-Balcanice, Bucureşti, 1961, 37—52, 73—78.
5. — *Asupra unor iviri de cretacic şi terţiar la V de localitatea Ovidiu (reg. Dobrogea) în zona valea Adîncă*, Com. Acad. R.P.R., 1962, **XII**, *7*.
6. Ciocîrdel R., *Contribuţii la cunoaşterea geologiei Dobrogii Centrale*, Dări de seamă Com. geol., 1953, **XXXVII**.
7. Macovei G. et Atanasiu I., *L'évolution géologique de la Roumanie, Crétacé*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1934, **XVI**.
8. Maxim Al. I., *Conulus cf. subrotundus Mantell, 1822 din albianul de la Medgidia*, Com. Acad. R.P.R., 1961, **XI**, *9*.

Comitetul geologic.

Primită în redacţie la 19 iunie 1964.

COEXISTENȚA URMELOR DE PAȘI DE VERTEBRATE CU MECANOGLIFELE ÎN MOLASA MIOCENĂ DIN CARPAȚII ORIENTALI*

DE

N. PANIN

55(05)

Autorul a identificat în terenurile miocene din regiunea Piatra-Neamț un nou sector ichno-fosilifer, colectînd urme de pași de păsări (*Charadriidae, Gruidae, Anatidae*?) și de mamifere (*Felidae, Artiodactyla*). Pornind de la schema lui O. S. Vialov și dezvoltînd-o, autorul a propus (23) și a aplicat un nou sistem de nomenclatură și clasificare a urmelor fosile. În partea doua a lucrării se expune o ipoteză asupra genezei pe seama curenților de viitură („curenții turbizi de suprafață") a acestor depozite molasice miocene cu ritmicitate de tip fliș, în care urmele de pași de vertebrate coexistă cu mecanoglifele.

DATE ICHNOLOGICE NOI ASUPRA DEPOZITELOR MIOCENE

În vara anului 1963, în cursul unor cercetări geologice întreprinse în regiunea Gîrcina — Almaș — Poiana (Piatra-Neamț), autorul a identificat în terenurile miocene un nou sector ichno-fosilifer.

Depozitele miocenului din regiunea mai-sus menționată au următoarea succesiune [1]:

— formațiunea saliferă inferioară, cuprinzînd „brecia" sării cu zăcăminte de sare gemă și săruri de potasiu și conglomeratele inferioare de Almașu;

* Lucrare publicată și în „Revue roumaine de géologie, géophysique et de géographie — Série de géologie", 1965, **9**, *1* (în limba franceză).

[1] După O. și E. Mirăuță, Raport Com. geol., 1959, 1960 și observațiile personale ale autorului.

— orizontul roşu, compus dintr-un pachet de gresii şi marne verzi şi roşii într-o alternanţă de tip fliş, din conglomeratele superioare de Almaşu şi încă un pachet, mai subţire, de gresii microconglomerate şi marne verzi ;

— orizontul cenuşiu.

Din punct de vedere structural, sîntem în prezenţa flancului invers al unei cute culcate („anticlinalul fals" Gîrcina — Almaşu).

Urmele de paşi de vertebrate se găsesc în pachetul inferior al orizontului roşu, cu ritmicitate de tip fliş.

Pornind de la schema lui O. S. Vialov şi dezvoltînd-o, autorul a propus (23) şi a aplicat un nou sistem de nomenclatură şi clasificare a urmelor fosile. Dăm mai jos cîteva din principiile care stau la baza sistemului propus.

Determinarea unei urme înseamnă, de fapt, identificarea animalului care a lăsat urma respectivă, identificare care poate ajunge doar pînă la o anumită valoare taxonomică (de cele mai multe ori gen, rareori specie).

Urmele fosile din terţiar se determină prin comparaţie cu cele actuale (principiul actualismului). Similitudinea urmei fosile cu una actuală arată că atît prima, cît şi cea de-a doua au fost lăsate de animale asemănătoare, făcînd parte, probabil, din acelaşi grup taxonomic.

Existenţa unui mare număr de urme şi riscurile legate de identificarea animalelor numai în funcţie de aceste urme conduc la necesitatea elaborării unei clasificări de sine stătătoare a urmelor. Aceasta trebuie să fie conformă şi să se bazeze pe clasificarea generală a animalelor. Nomenclatura urmelor trebuie să fie cît mai sugestivă în reflectarea legăturii dintre urme şi animalele presupuse care le-au lăsat.

Pentru formarea nomenclaturii urmelor s-a propus adăugarea unor sufixe la rădăcina denumirilor diverselor categorii taxonomice ale animalelor. Astfel, pentru formarea denumirii „ordinului" s-a propus sufixul — *ipedia*, pentru „familie" — *ipedidae* [2], pentru „subfamilie" — *ipedinae*, iar pentru „gen" — *ipeda*. Pentru formarea denumirilor generice ale urmelor s-a propus folosirea rădăcinii grupei sistematice imediat superioare categoriei taxonomice pînă la care s-a putut face identificarea animalelor în funcţie de urme. Denumirea specifică a urmelor trebuie să precizeze animalul care a lăsat urma sau să reliefeze trăsăturile caracteristice ale amprentei.

De exemplu, s-a putut stabili că o anumită urmă fosilă seamănă foarte bine cu urma de *Recurvirostra* actuală. Denumirea generică a urmei fosile o vom forma adăugînd la rădăcina categoriei taxonomice imediat superioare genului *Recurvirostra* terminaţia — *ipeda*. Categoria taxonomică imediat superioară genului amintit este familia *Charadriidae*, iar rădăcina ei este *Charadri*. Vom obţine astfel ichno-genul *Charadriipeda*. Denumirea specifică o vom alege astfel ca să ne precizeze cărui gen din familia *Charadriidae* aparţine urma dată sau să ne atragă atenţia asupra vreunei trăsă-

[2] În lucrările anterioare (23) am utilizat pentru „ichno-familii" sufixul — *ipedae*. La sugestia prof. A. H. Müller am înlocuit sufixul — *ipedae* prin — *ipedidae*, terminaţia „*idae*" fiind legalizată prin regulile nomenclaturii pentru familii.

turi caracteristice ale acesteia. În cazul nostru vom avea specia *Charadriipeda recurvirostra* [3]. Familia din care face parte genul *Charadriipeda* este *Charadriipedidae*, iar ordinul *Avipedia*.

În regiunea ichno-fosiliferă de la Piatra-Neamț am colectat următoarele tipuri de urme de pași de vertebrate :

I. Ord. AVIPEDIA Vialov, 1961

1. Fam. CHARADRIIPEDIDAE Panin, 1964 (= CHARADRIIPEDAE Panin et Avram, 1962)

Gen. Charadriipeda Panin et Avram, 1962

Charadriipeda minima Panin et Avram, 1962
Charadriipeda recurvirostra Panin, 1964 (= **Recurvirostrioidea** Panin et Avram, 1962)
Charadriipeda becassi Panin et Avram, 1962
Charadriipeda disjuncta Panin et Avram, 1962
Charadriipeda minor n. sp.

2. Fam. GRUIPEDIDAE Panin, 1964 (= GRUIPEDAE Panin et Avram, 1962)

Gen. Gruipeda Panin et Avram, 1962

Gruipeda intermedia n. sp.

3. Fam. ANATIPEDIDAE Panin, 1964 (= ANATIPEDAE Panin et Avram, 1962)

Gen. Anatipeda Panin et Avram, 1962

Anatipeda sp.

II. Ord. MAMMALIPEDIA Vialov, 1961

1. Fam. CARNIVORIPEDIDAE Panin, 1964 (= CARNIVORIPEDAE Vialov, 1961)

[3] Și nu *C. recurvirostrioidea* cum l-am utilizat în lucrările anterioare (23).

a. Subfam. **FELIPEDINAE** Panin et Avram, 1962

Gen. **Felipeda** Panin et Avram, 1962

Felipeda felis n. sp.

2. Fam. **ARTIODACTYPEDIDAE** Panin, 1964 (= **ARTIODACTYPEDAE** Vialov, 1961)

a. Subfam. **PECORIPEDINAE** Panin et Avram, 1962

Gen. **Pecoripeda** Vialov, 1961

Pecoripeda gazella Vialov, 1961
Pecoripeda amalphea Vialov, 1961

DESCRIEREA URMELOR

I. Ord. **AVIPEDIA** Vialov, 1961

(urme de paşi de păsări)

1. Fam. **CHARADRIIPEDIDAE** Panin, 1964 (= **CHARADRIIPEDAE** Panin et Avram, 1962)

(urme de paşi de *Charadriidae*)

Gen. **Charadriipeda** Panin et Avram, 1962

Charadriipeda minima Panin et Avram, 1962

(Pl. I, fig. 5 şi 6; pl. II, fig. 8)

Panin şi Avram (1962), p. 466.

Dimensiuni:
Degetul 1 (posterior), $d_1 = 7-8$ mm (uneori amprenta degetului 1 nu este completă, fiind de 1—3 mm).
Degetul 2 (intern), $d_2 = 14-16$ mm.
Degetul 3 (anterior), $d_3 = 17-20$ mm.
Degetul 4 (extern), $d_4 = 15-17$ mm.

Unghiul între d_2 și d_3, α_{2-3} = 60—70°.
Unghiul între d_3 și d_4, α_{3-4} = 50—65°.
Unghiul între d_2 și d_4, α_{2-4} = 120—130°.

Unghiul dintre degete este în funcție directă de consistența materialului pe care calcă pasărea. Cînd materialul este destul de solidificat, unghiurile α_{2-3} și α_{3-4} sînt sensibil egale, iar dacă materialul este moale și umed α_{2-3}, în genere, este mai mare decît α_{3-4}. Lungimea amprentei degetului posterior (d_1) depinde de viteza de deplasare și de asemenea de consistența materialului pe care calcă pasărea. Cînd materialul este bine consolidat, amprenta degetului posterior poate lipsi total.

Distanța dintre două urme consecutive variază între 4,0 și 7,5 cm, ajungînd uneori chiar la 11,0 cm.

Pe eșantionul reprezentat în figura 5 (pl. I) se pot observa două piste de *Charadriipeda minima*. Una din piste a fost lăsată cînd mîlul era foarte moale și umed, urmele fiind mai adînci și mai deformate ($\alpha_{2-3} = 72°$; $\alpha_{3-4} = 52°$). Cealaltă pistă este mai recentă, fiind lăsată cînd mîlul era aproape consolidat. Adîncimea urmelor din această pistă, mai recentă, este foarte mică, iar unghiurile dintre degete sînt aproape egale ($\alpha_{2-3} = 64°$; $\alpha_{3-4} = 62°$).

Pasărea care a lăsat pista mai veche a mers mai repede decît a doua. Distanța dintre urmele primei piste este de aproximativ 7,2 cm, iar dintre urmele celei de-a doua 4,7—4,8 cm.

Charadriipeda recurvirostra Panin, 1964 (= **Recurvirostrioidea** Panin et Avram, 1962)

(Fig. 1 ; pl. III, fig. 9 și 10)

Panin și Avram (1962), p. 465.

Dimensiuni :

d_1 = 5—7 mm (uneori lipsește total).
d_2 = 18—24 mm.
d_3 = 25—35 mm.
d_4 = 23—28 mm.
$\alpha_{2-3} = 42°$.
$\alpha_{3-4} = 40°$.

Membrana interdigitală este bine dezvoltată, cuprinzînd degetele 2 și 4 în întregime, iar degetul median pe mai mult de 2/3 din lungimea lui.

Distanța dintre două urme consecutive este de 12—14 cm. Degetele mediane ale urmelor sînt orientate spre interior.

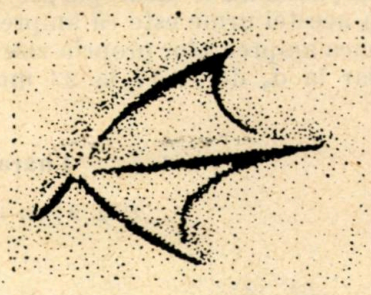


Fig. 1. — *Charadriipeda recurvirostra* Panin, 1964 (urme de pași de *Charadriidae*) (×1) ; regiunea Piatra-Neamț, valea Mîngălarului ; helvețian.

Charadriipeda becassi Panin et Avram, 1962

(Pl. I, fig. 5, *b* ; pl. IV, fig. 11).

Panin și Avram (1962), p. 467.

Dimensiuni :

$d_1 = 5—10$ mm (uneori amprenta d_1 ajunge pînă la 30 mm).
$d_2 = 25—30$ mm.
$d_3 = 30—45$ mm.
$d_4 = 25—35$ mm.
$\alpha_{2-3} = 55—75°$.
$\alpha_{3-4} = 55—75°$.

Şi la această urmă unghiurile dintre degete şi amprenta degetului 1 sînt în funcţie de consistenţa materialului şi de viteza de deplasare a păsărilor. Distanţa dintre două urme consecutive este de 6,5—14,0 cm.

Charadriipeda disjuncta Panin et Avram, 1962

(Pl. IV, fig. 12)

Panin şi Avram (1962), p. 466.

Dimensiuni :

$d_2 = 20—25$ mm.
$d_3 = 25—35$ mm.
$d_4 = 20—25$ mm.
$\alpha_{2-3} = 60—70°$.
$\alpha_{3-4} = 60—75°$.

Degetul posterior d_1 nu atinge mîlul sau, în alte cazuri, amprenta este punctiformă. Amprentele celorlalte degete sînt şi ele incomplete, imprimîndu-se doar părţile lor terminale. Prin urmare, o caracteristică a acestei urme este că amprentele degetelor nu se unesc între ele. Lungimea amprentelor propriu-zise poate varia la d_2 şi d_4 de la 12 la 18 mm, iar la d_3 de la 17 la 23 mm.

Charadriipeda minor n. sp.

(Fig. 2 ; pl. I, fig. 6, *b* ; pl. II, fig. 7 şi 8)

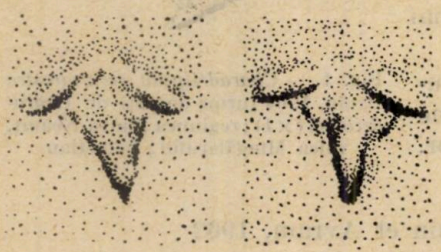


Fig. 2. — *Charadriipeda minor* n. sp. (urme de paşi de *Charadriidae*) (× 1) ; regiunea Piatra-Neamţ, valea Cuejdiului ; helveţian.

Dimensiuni :

$d_2 = 12—13$ mm.
$d_3 = 19—20$ mm.
$d_4 = 12—13$ mm.
$\alpha_{2-3} = 50—60°$.
$\alpha_{3-4} = 50—70°$.

Ca aspect general se aseamănă mult cu *Charadriipeda minima*. Deosebirile constau în următoarele : la *C. minor* nu se observă niciodată impresiunea degetului posterior; degetele

extern și intern (d_2 și d_4) sînt sensibil egale și mai mici decît aceleași degete la *C. minima*; degetul anterior d_3, la *C. minor*, este în comparație cu d_2 și d_4 foarte lung; impresiunea degetului anterior, la *C. minor*, este mai lată decît la *C. minima*, aceasta datorîndu-se probabil unei membrane interdigitale parțiale.

2. Fam. **GRUIPEDIDAE** Panin, 1964 (= **GRUIPEDAE** Panin et Avram, 1962)

(urme de pași de *Gruidae*)

Gen. **Gruipeda** Panin et Avram, 1962

Gruipeda intermedia n. sp.
(Fig. 3)

Dimensiuni:

$d_1 = 15—17$ mm.
$d_2 = 95—100$ mm.
$d_3 = 115—125$ mm.
$d_4 = 90—95$ mm.
$\alpha_{2-3} = 65—80°$.
$\alpha_{3-4} = 60—65°$.

Lungimea totală a urmei L = 155—160 mm.

Lățimea totală a urmei l = 155—160 mm.

Grosimea amprentelor degetelor ajunge la 0,8 cm.

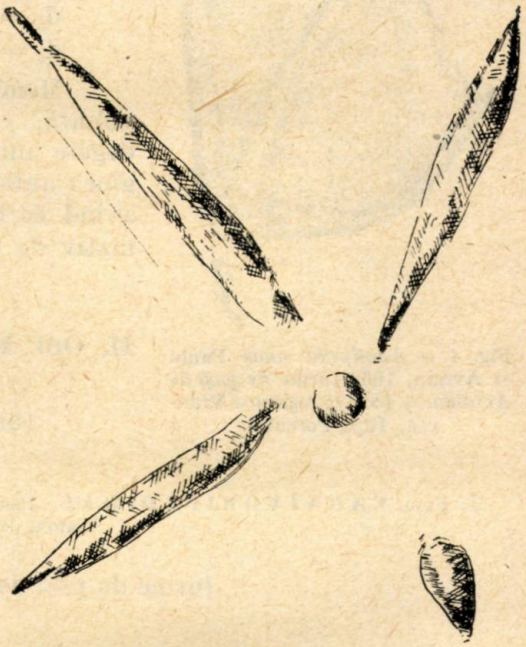


Fig. 3. — *Gruipeda intermedia* n.sp. (urme de pași de *Gruidae*) (× 1); regiunea Piatra-Neamț, valea Cuejdiului; helvețian.

3. Fam. **ANATIPEDIDAE** Panin, 1964 (= **ANATIPEDAE** Panin et Avram, 1962)

(urme de pași de *Anatidae*)

Gen. **Anatipeda** Panin et Avram, 1962

Anatipeda sp.

Gradul de conservare a urmei nu ne-a permis o determinare mai precisă. Vom da mai jos o descriere a formei *Anatipeda anas* Panin et Avram, 1962, găsită de noi în Vrancea (fig. 4).

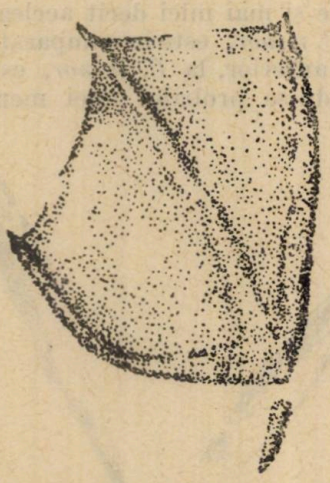


Fig. 4. — *Anatipeda anas* Panin et Avram, 1962 (urme de paşi de *Anatidae*?) (× 1); regiunea Vrancea, Rîpa-Porcului.

Dimensiuni :

d_1 = 5—10 mm (uneori amprenta d_1 lipseşte).

d_2 = 48—51 mm.

d_3 = 50—58 mm.

d_4 = 48—51 mm.

Membrana interdigitală este bine dezvoltată, cuprinzînd în întregime cele trei degete anterioare. Unghiul format de marginea anterioară a membranei interdigitale, avînd ca bisectoare degetul d_3, este aproximativ de 90°.

II. Ord. MAMMALIPEDIA Vialov, 1961

(urme de paşi de *Mammalia*)

1. Fam. CARNIVORIPEDIDAE Panin, 1964 (= CARNIVORIPEDAE Vialov, 1961)

(urme de paşi de *Carnivora*)

a. Subfam. FELIPEDINAE Panin et Avram, 1962

(urme de paşi de *Felidae*)

Gen. Felipeda Panin et Avram, 1962

Felipeda felis n. sp.

(Pl. VI, fig. 15, 16 şi 17)

Dimensiuni :

Lungimea totală a urmei L = 30—31 mm.

Lăţimea maximă a urmei l = 23 mm.

Lungimea perniţei călcîiului L_c = 11—12 mm.

Dimensiunile perniţelor digitale : 9—10 × 5—6 mm.

Distanţa dintre două amprente consecutive este de 21—22 cm.

Pista de *Felipeda felis* este de tip „sfoară", cu alte cuvinte urmele paşilor sînt situate exact pe direcţia mersului, înşirate ca pe o sfoară în-

tinsă. Urma labei dinapoi se suprapune aproape perfect peste urma celei dinainte. Ca dimensiuni, *F. felis* seamănă cu urma de pisică sălbatică (*Felis silvestris*). Însă, dacă urma-pîrtie fosilă descrisă mai sus (*Felipeda felis*) este de tipul „sfoară", pîrtia lăsată de pisica sălbatică se apropie de tipul „zigzag".

2. Fam. **ARTIODACTYPEDIDAE** Panin, 1964 (= **ARTIODACTYPEDAE** Vialov, 1961)

(urme de pași de *Artiodactyla*)

a. Subfam. **PECORIPEDINAE** Panin et Avram, 1962

(urme de pași de *Pecora*)

Gen. **Pecoripeda** Vialov, 1961

Pecoripeda gazella Vialov, 1961

(Pl. V, fig. 14)

Vialov și Flerov (1952), p. 84; Vialov (1963), III/2, p. 310; Panin și Avram (1962), p. 462.

Dimensiuni :

Lungimea maximă L = 33—55 mm.

Lățimea maximă l = 22—37 mm.

Unghiul anterior $\alpha = 40—50°$.

Lățimea maximă se găsește în treimea sau pătrimea posterioară a urmei. Cînd gradul de conservare este bun, urmele au marginea dreaptă și călcîiul foarte clar. *Pecoripeda gazella* se caracterizează prin forma ascuțită anterior și prin raportul lungime/lățime în jur de 1,3—1,6.

În regiunea ichno-fosiliferă de la Piatra-Neamț nu am găsit exemplare de *P. gazella* prea bine conservate. Descrierea s-a făcut după urmele de același tip colectate din depozitele miocene din Vrancea (23).

După cum se vede din denumirea speciei, aceste urme seamănă foarte mult cu cele ale gazelelor actuale. De multe ori se pot vedea urme de tipul *P. gazella* de diverse mărimi. Urmele cele mai mici aparțin indivizilor mai mici, iar cele mai mari indivizilor maturi, și anume masculilor.

La gazele, femelele fată prin luna mai, viteii ajungînd la dimensiunile unui individ matur prin lunile iulie-august. Găsind urme mai mari împreună cu altele, de același tip, mai mici, putem spune că prin locul respectiv a trecut o gazelă femelă împreună cu puiul ei pe la începutul verii, acum cîteva zeci de milioane de ani.

Pecoripeda amalphea Vialov, 1961

(Pl. V, fig. 13)

Vialov şi Flerov (1952), p. 84; Vialov (1963), III/2, p. 310; Panin şi Avram (1962), p. 462.

Dimensiuni :
Lungimea maximă L = 42—43 mm.
Lăţimea maximă l = 37—40 mm.
Unghiul anterior $\alpha = 56—70°$.

Spre deosebire de *P. gazella*, urma lăsată de *P. amalphea* este mai puţin ascuţită anterior, vîrfurile sînt mai rotunjite, marginea copitei este mai curbă şi mai puţin netă, iar călcîiul nu se imprimă atît de distinct. Raportul lungime/lăţime este de 1,1—1,3.

ASUPRA CARACTERELOR DEPOZITELOR MOLASICE MIOCENE CU RITMICITATE DE TIP FLIŞ. COEXISTENŢA URMELOR DE PAŞI DE VERTEBRATE CU MECANOGLIFELE

Depozitele molasice miocene (atît cele din regiunea Piatra-Neamţ, cît şi cele din Munţii Vrancea) în care am găsit urme de paşi de vertebrate au, la prima vedere, un aspect de fliş. Sîntem în prezenţa unei alternanţe ritmice de arenite şi lutite, cu trecere gradată de la arenit la lutit şi cu multe din tipurile de texturi pe care le putem găsi şi în fliş : stratificaţie oblică, toate tipurile de hieroglife de eroziune („scour-marks") şi de hieroglife datorite acţiunii asupra fundului a diverselor obiecte („tool-marks").

Trăsătura caracteristică însă a acestor depozite este prezenţa urmelor de valuri tipice („wave ripple-marks"), a urmelor de picături de ploaie şi a cristalelor de gheaţă, sare şi gips şi mai ales a urmelor de paşi de vertebrate.

Coexistenţa texturilor de tip fliş cu urmele de paşi de vertebrate şi de picături de ploaie pune probleme greu de rezolvat în legătură cu geneza acestor depozite.

Atît în Vrancea, cît şi în regiunea Gîrcina — Almaşu (Piatra-Neamţ), în aceleaşi pachete de roci se pot întîlni atît urme de paşi de vertebrate, de picături de ploaie sau grindină (pl. VII, fig. 19), „ripple-marks" (pl. VII, fig. 20), cît şi „scour"- şi „tool-casts" (pl. VIII, fig. 21 şi 22).

Pe valea Cuejdiului (Piatra-Neamţ), urma de felidă (*Felipeda felis*) (pl. VI, fig. 15, 16 şi 17), pe care am colectat-o, se află la partea superioară a unui strat de aproximativ 10 cm. Pe partea inferioară a stratului se poate vedea o serie de „tool-casts" („drag-casts" şi „chevron-casts" în formă de „V") (pl. VI, fig. 18).

Alteori, atît urmele de paşi de vertebrate, cît şi hieroglifele se găsesc pe aceeaşi parte a stratului. În planşa I, figura 5, se pot observa pe faţa inferioară a stratului urme — mulaje de paşi de *Charadrius* — *Charadriipeda minima* şi *Charadriipeda minor*, alături de „flute-casts", „drag"- şi „prod-casts".

Dezvoltarea limitată a faciesului descris mai sus, culoarea roșie a rocilor, prezența de „ripple-marks" și „-casts" simetrice, a gipsurilor și pseudomorfozelor după cristalele de sare, existența urmelor de pași de vertebrate terestre și de picături de ploaie etc. ne demonstrează că depozitele respective nu pot fi considerate ca depozite de fliș în accepția curentă. După părerea noastră, asemănarea acestor depozite miocene cu cele în facies de fliș tipic se datorește faptului că unul din factorii principali ai formării acestei succesiuni ritmice sînt curenți încărcați cu material clastic în suspensie — „curenți turbizi de suprafață"[4].

Toate caracteristicile enumerate ne arată că aceste depozite s-au format în condiții de apă foarte puțin adîncă și chiar de emergență, mai curînd într-o zonă deltaică-litorală. Atît în Vrancea, cît și la Piatra-Neamț depozitele molasice miocene cu aspect de fliș se găsesc în imediata apropiere a unor conglomerate (în Vrancea — conglomeratele de Bîrsești, la Piatra-Neamț — conglomeratele de Almașu). Conglomeratele au o dezvoltare locală și reprezintă, probabil, depozitele proluviale (un gen de conuri de dejecție-delte) ale unei rețele hidrografice tinere, cu o forță de eroziune considerabilă și care debușa în mare (sau lagună). După faza de tinerețe urmează o fază de maturitate și îmbătrînire a rețelei hidrografice, însoțită de o scădere a potențialului de eroziune și transport. În locul materialului ruditic s-a putut acumula material arenitic și lutitic.

Ritmurile pe care le observăm în aceste depozite pot să corespundă perioadelor de viitură a apelor curgătoare. Perioada de vîrf a viiturii corespunde materialului cel mai grosier, iar perioada de stingere a viiturii părților granulometric mai fine ale ritmurilor. La vărsarea în mare, curenții de viitură ai rîurilor — curenții turbizi de suprafață — se propagau, probabil, pe un cîmp aluvial-deltaic, în parte exondat, în parte acoperit de un strat foarte subțire de apă. Dacă curenții turbizi de suprafață aveau o densitate mai mare decît apa de mare (cu alte cuvinte, apa curentului avea suficient material clastic în suspensie ca să devină mai grea decît apa mării), ei se transformau în afara gurii rîului, în locurile acoperite de apă, în veritabili curenți de turbiditate.

În momentele dintre viituri, cîmpiile aluvial-litorale erau vizitate de diverse animale, se puteau imprima urmele picăturilor de ploaie, iar în locurile acoperite de apă se puteau forma urme de valuri („ripple-marks"). La o nouă viitură se forma un nou ritm arenit-lutit.

Pe măsură ce rețeaua hidrografică îmbătrînea, cantitatea de material detritic transportată era mai mică și nu mai compensa mișcarea de subsidență. Bazinul s-a adîncit. În partea medie și cea superioară a orizontului cenușiu nu se mai întîlnesc urme de pași de vertebrate.

---

[4] Termenul ne-a fost sugerat de prof. Ph. H. Kuenen. Totuși există unele diferențe între noțiunea de „turbid sheet flows" (Kuenen) sau „sheet floods" (Cummins) și „curenții turbizi de suprafață" așa cum ni-i imaginăm noi. Primii curg în bazine de sedimentare la suprafața apei sau „între două ape", pe cînd „curenții turbizi de suprafață" se propagă pe cîmpuri aluvial-litorale, de divagare, în condiții aproape exclusiv subaeriene.

Ne alăturăm părerii prof. G. Murgeanu (comunicare verbală) asupra faptului că materialul clastic de şisturi verzi al seriei de Almaşu ar putea proveni din bordura Platformei Ruse [5]. Pentru aceasta pledează subţierea şi chiar suprimarea totală a pachetelor de conglomerate de la est spre vest, precum şi direcţia de la nord-est spre sud-vest a cîtorva „scour-marks" măsurate în depozitele ritmice intercalate între cele două pachete de conglomerate de Almaşu.

Reţeaua hidrografică generatoare a depozitelor ritmice miocene de la Piatra-Neamţ se afla, probabil, undeva spre est, pe Platforma Rusă.

Asemănarea în ceea ce priveşte ritmicitatea, granoclasarea, prezenţa semnelor de talpă („sole markings") etc. dintre depozitele de fliş tipic şi cele molasice miocene descrise mai sus se datoreşte, probabil, convergenţei condiţiilor de formare (existenţei unor factori similari care au dus la geneza lor). Factorul principal al genezei flişului sînt curenţii de turbiditate. Factorul principal al formării depozitelor miocene cu ritmicitate de tip fliş este reprezentat, probabil, de „curenţii turbizi de suprafaţă", care pe alocuri se transformă în curenţi mici de turbiditate. Deosebirile care există totuşi între adevăraţii curenţi de turbiditate şi „curenţii turbizi de suprafaţă" (condiţiile şi adîncimea de propagare, volumul şi raza de acţiune etc.) determină diferenţele dintre cele două tipuri de depozite amintite. Secvenţele cu ritmicitate de tip fliş în depozitele de molasă sînt un lucru destul de rar şi sînt determinate de condiţii cu totul speciale de sedimentare.

O situaţie asemănătoare a fost descrisă de J. Ph. Mangin (17), (18), (19) din Navara spaniolă. În această regiune depozite molasice terţiare îmbracă pe alocuri un facies asemănător cu flişul. Pe suprafeţele de stratificaţie ale arenitelor se observă numeroase urme de paşi de păsări, precum şi mecanoglife de toate tipurile. J. Ph. Mangin precizează că pentru formarea acestei succesiuni sînt necesare o serie de condiţii, printre care: alternanţa ritmică a aporturilor, menţinută pe o perioadă lungă fără schimbarea provinciei de distribuţie, adîncimea mică a mediului acvatic de sedimentare şi calmul acestui mediu. Autorul propune ca secvenţă-unitate un episod de sedimentare, un gen de „emisiune sedimentară", care începe printr-o viitură, în sensul larg al cuvîntului. Punînd prin aceasta sub semnul întrebării ipoteza curenţilor de turbiditate ca unul din factorii principali ai formării succesiunilor ritmice de tip fliş, J. Ph. Mangin omite însă caracterul turbid al curenţilor de viitură. După părerea noastră, aspectul de fliş al acestor depozite molasice este imprimat tocmai de acest caracter turbid al curenţilor generatori (curenţii de viitură). Şi, pentru a deosebi totuşi curenţii turbizi de viitură de adevăraţii curenţi de turbiditate (de adîncime), i-am numit pe primii „curenţi turbizi de suprafaţă".

Imaginea pe care am prezentat-o mai sus nu reprezintă decît o ipoteză care ar putea să explice, cel puţin parţial, formarea depozitelor molasice miocene ritmice cu aspect de fliş şi coexistenţa urmelor de paşi de vertebrate şi de picături de ploaie cu mecanoglifele.

[5] De asemenea şi I. Dumitrescu şi colaboratori, 1963, p. 49.

PLANȘA I

Fig. 5. — *Charadriipeda minima* Panin et Avram, 1962 (*a*) și *C. becassi* Panin et Avram, 1962 (*b*) (urme de pași de *Charadriidae*) (× 0,35); regiunea Piatra-Neamț, valea Cuejdiului; helveţian. a_1, Pista mai veche de *C. minima*; a_2, pista mai recentă de *C. minima*.

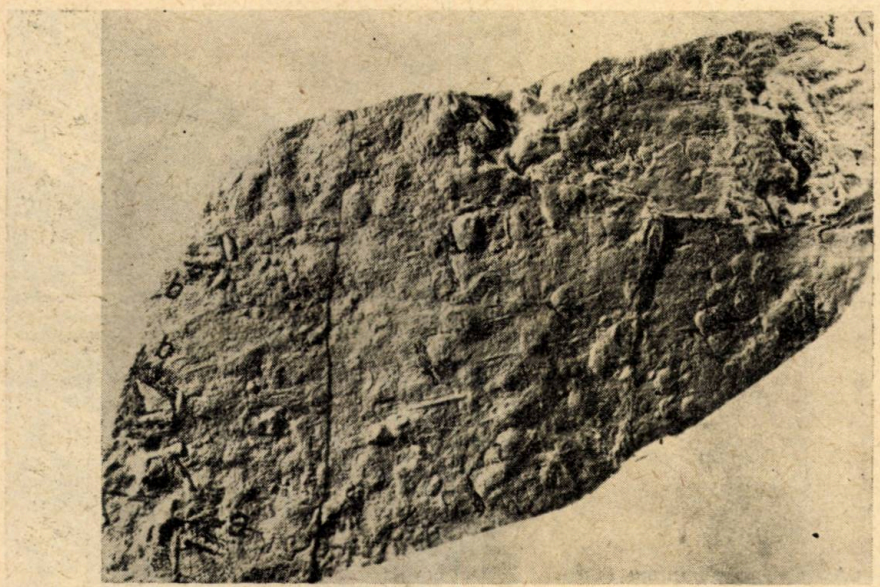


Fig. 6. — *Charadriipeda minima* Panin et Avram, 1962 (*a*), *C. minor* n. sp. (*b*) (urme de pași de *Charadriidae*) și „tool" — și „scour-casts" (× 0,35); regiunea Piatra-Neamț, valea Cuejdiului; helveţian.

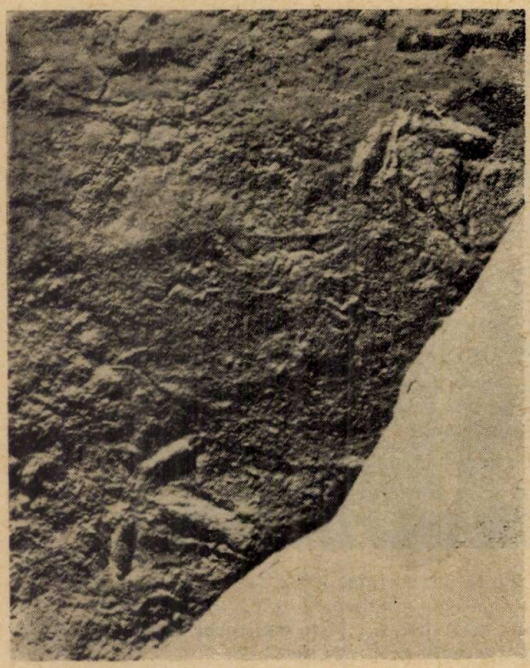


Fig. 7. — *Charadriipeda minor* n. sp. (urme de pași de *Charadriidae*) (× 1); regiunea Piatra-Neamț, valea Cuejdiului; helvețian.

Fig. 8. — *Charadriipeda minima* Panin et Avram, 1962 (*a*) și *C. minor* n.sp. (*b*) (urme de pași de *Charadriidae*) (× 1); regiunea Piatra-Neamț, valea Cuejdiului; helvețian.

PLANȘA III

Fig. 9. — *Charadriipeda recurvirostra* Panin, 1964 (= *Recurvirostrioidea* Panin et Avram, 1962) (urme de pași de *Charadriidae*) (×0,5); regiunea Piatra-Neamț, valea Mîngălarului; helveţian.

Fig. 10. — *Charadriipeda recurvirostra* Panin, 1964 (= *Recurvirostrioidea* Panin et Avram, 1962) (× 0,6); regiunea Piatra-Neamț, valea Cuejdiului; helveţian.

Fig. 11. — *Charadriipeda becassi* Panin et Avram, 1962 (urme de pași de *Charadriidae*) (× 0,35); regiunea Piatra-Neamț, valea Cuejdiului; helvețiar.

Fig. 12. — *Charadriipeda disjuncta* Panin et Avram, 1962 (urme de pași de *Charadriidae*) (× 1,2); regiunea Piatra-Neamț, valea Călugăra; helvețian.

PLANȘA V

Fig. 13. — *Pecoripeda amalphea* Vialov, 1961 (urme de *Artiodactyla*) (× 1,1); regiunea Piatra-Neamț, valea Cuejdiului; helveţian (col. N. Mihăilescu).

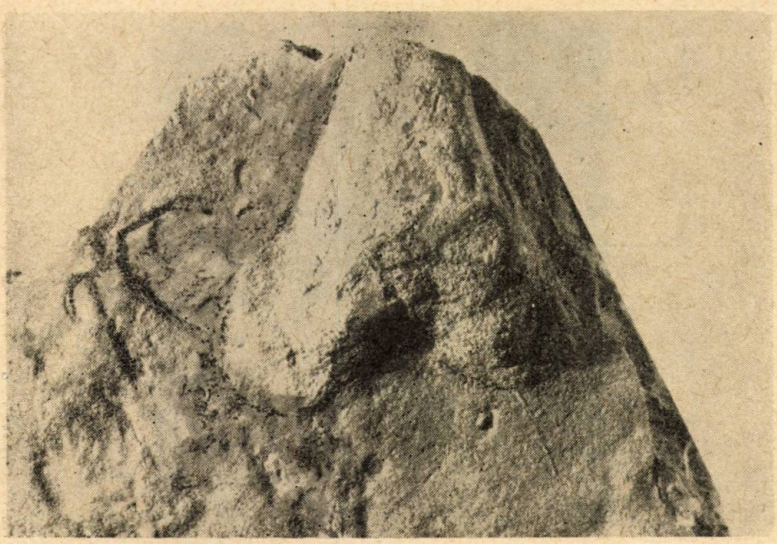


Fig. 14. — *Pecoripeda gazella* Vialov, 1961 (urme de paşi de *Artiodactyla* (× 1,0); regiunea Piatra-Neamț, valea Cuejdiului; helveţian.

Fig. 15.— *Felipeda felis* n.sp. (urme de pași de *Felidae*) (× 1,0); urmele picioarelor stîng anterior și stîng posterior ale felidei sînt perfect suprapuse.

Fig. 16.— *Felipeda felis* n.sp. (× 1,0); urmele picioarelor drept anterior și drept posterior suprapuse aproape perfect.

PLANŞA VI (continuare)

Fig. 17. — *Felipeda felis* n.sp. pe partea superioară a stratului (×0,4); regiunea Piatra-Neamţ, valea Cuejdiului; helveţian.

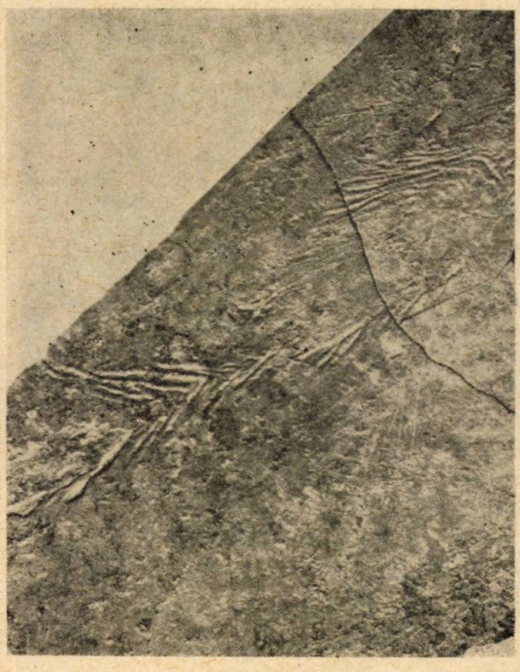


Fig. 18. — „Chevron-casts" pe partea inferioară a aceluiaşi strat care are la partea superioară urme de felide (× 1,0); regiunea Piatra-Neamţ, valea Cuejdiului; helveţian.

PLANȘA VII

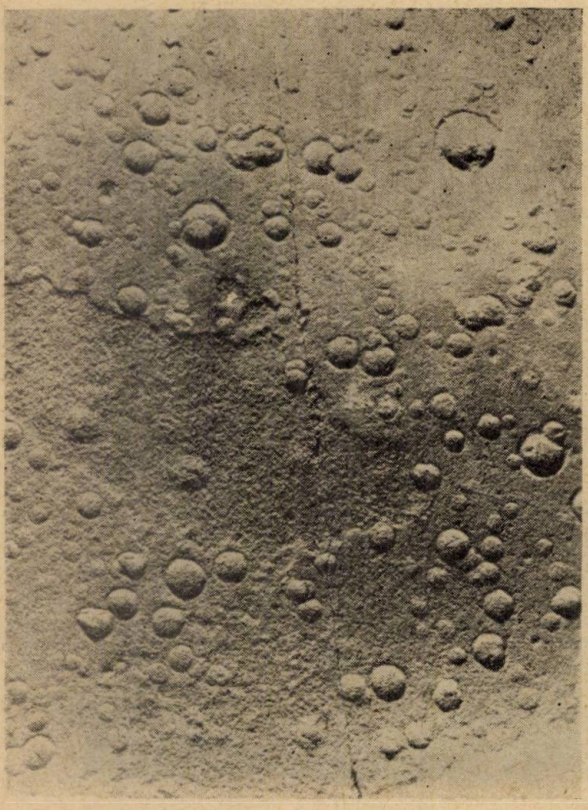


Fig. 19. — Mulaje de picături de ploaie în depozitele helveţiene de pe valea Cuejdiului (regiunea Piatra-Neamţ) (× 1,0).

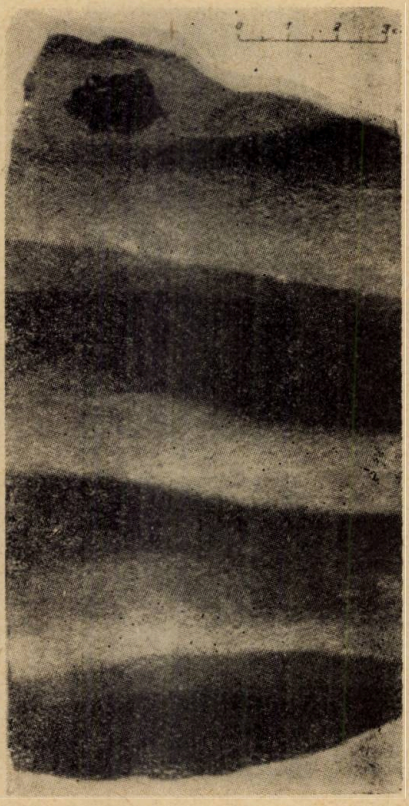


Fig. 20. — „Ripple-marks" în depozitele helveţiene din regiunea Vrancea (valea Putnei — Prisaca) (× 0,65).

PLANȘA VIII

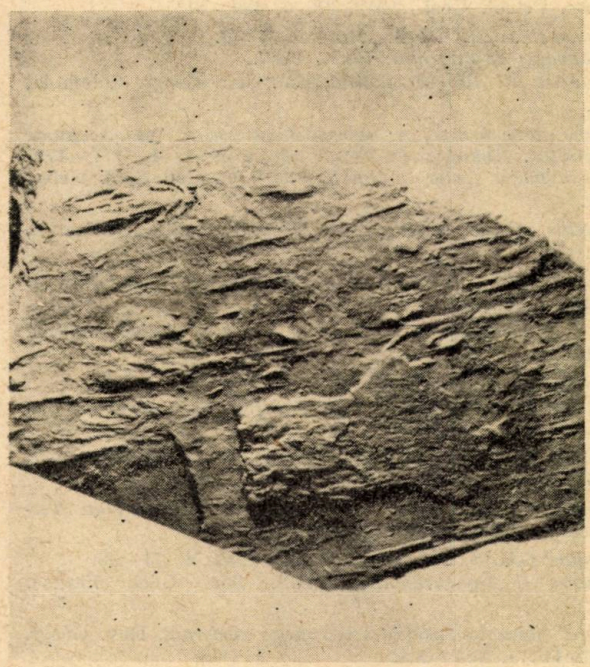


Fig. 21. — „Tool-casts" în depozitele helveţiene de pe valea Cuejdiului (regiunea Piatra-Neamţ) (× 0,5).

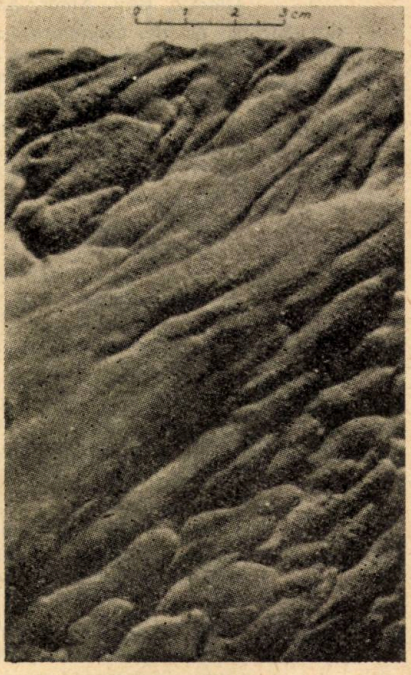


Fig. 22. — „Scour-casts" în depozitele helveţiene din regiunea Vrancea (valea Putnei) (× 0,65).

BIBLIOGRAFIE

1. Abel O., *Vorzeitliche Lebensspuren*, Fischer, Jena, 1935, 158—167.
2. Bersier A., *Séquences détritiques et divagations fluviales*, Ecl. Geol. Helv., 1958, **51**, *3*, 854—893.
3. Brăm H., *Fährten von Wierbeltieren aus der subalpinen Molasse des Bergsturzgebietes von Goldau*, Ecl. Geol. Helv., 1955, **47**, *2*, 306—307.
4. Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Paulic S. et Georgescu C., *Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie*, An. Com. geol. Rom., 1962, **XXXII**, 49.
5. Ericson D. B., Ewing M. a. Heezen B. C., *Turbidity currents and sediments in North Atlantic*, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1952, **36**, *3*, 489—511.
6. Формозов А. Н., *Спутник следопыта*. М.О.И.П., Москва, 1952.
7. Gromier P., *La vie des animaux sauvages de l'Afrique*, Paris, 1887.
8. Heezen B. C., *Corrientes de turbiditez del Rio Magdalena*, Bol. Soc. Geogr. Colombia, 1956, **51** şi **52**, 135—143.
9. Хижняков А. В., *Новые следы позвоночных в нижнемиоценовых отложениях Предкарпатья*, Геол. сборн. Львовского Геол. общ., 1954, **1**, 177—179.
10. Kuenen Ph. H., *Turbidity currents a major factor in flysch deposition*, Ecl. Geol. Helv., 1958, **51**, *3*, 1 009—1 021.
11. — *Properties of turbidity currents of high density*, Soc. Econ. Paleont. a. Mineral., 1951, Spec. Public. *2*, 14—33.
12. Kuenen Ph. H. a. Menard H. W., *Turbidity currents, graded and nongraded deposits*, J. of Sedim. Petrol., 1952, **22**, *2*, 83—96.
13. Kuenen Ph. H. a. Migliorini C. I., *Turbidity currents as a cause of graded bedding*, J. Geol., 1950, **58**, 91—127.
14. Lambrecht K., *Die fossilen Vögel Ungarns*, Aquila, 1912, *19*, 293—295.
15. Lessertisseur J., *Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique*, Mém. Soc. Géol. France, N.S., 1955, **XXXIV**, *4*.
16. Mangin J. Ph., *Note préliminaire sur le faciès flysch de l'Eocène du Navarre espagnole*, Ecl. Geol. Helv., 1958, **51**, 1 027—1 035.
17. — *Traces de pattes d'oiseaux et flute-carsts associés dans un „faciès flysch" du Tertiaire pyreneen*, Sédimentology, 1962, **I**, *2*, 163—166.
18. — *Le flysch, sédiment climatique?* C.R. S. Soc. Géol. France, 1962, *2*, 34—38.
19. — *Turbidites, laminites, varves et séquence-unité*, C.R.S. Soc. Géol. France, 1963, *4*, 112—114.
20. Nesteroff W. D., *La „séquence type" dans les turbidités terrigènes modernes*, Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn., 1961, **IV**, *4*, 263—268.
21. — *Essai d'interprétation du mécanisme des courants de turbidité*, Bull. Soc. Géol. France, 1962, seria a 7-a, **IV**, *6*, 849—855.
22. Panin N., *Asupra unor urme organice şi mecanice din miocenul de la confluenţa Putnei cu Zăbala*, St. şi cerc. geol., 1961, **VI**, *1*, 63—73.
23. Panin N. şi Avram E., *Noi urme de vertebrate în miocenul subcarpaţilor romîneşti*, St. şi cerc. geol., 1962, **VII**, *3—4*, 455—484.
24. Paucă M., *Empreintes de pas de Palmipèdes dans l'Helvetien carpatique du département de Putna*, Bul. Soc. Rom. Geol., 1942, **V**, 85—87.
25. — *Depozitele miocene presarmaţiene din regiunea de curbură a Carpaţilor*, An. Com. geol. Rom., 1952, **XXIV**, 278—280.
26. Piveteau G., *Traité de Paléontologie. V — Oiseaux. VI — Mammifères*, Masson, Paris, 1955.
27. Rosetti-Bălănescu C., *Urmele animalelor sălbatice*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti, 1961.
28. Speck J., *Fährtenfunde aus dem subalpinen Burdigalien und ihre Bedeutung für Fazies und Paläogeographie der oberen Meeresmolasse*, Ecl. Geol. Helv., 1945, **38**, 411—416.
29. Voiteşti I. P., *Contribution à la connaissance des Artiodactyles en Roumanie*, Rev. Muz. geol.-min. Univ. Cluj, 1927, **II**, *1*, 27.

30. ВЯЛОВ О. С. и ФЛЕРОВ К. К., *Ископаемые следы позвоночных в третичных отложениях Предкарпатья*, Бюлл. МОИП, отд. геол. 1952, **XXVII**, *5*, 80—88.

31. — *Новые находки следов позвоночных животных в Добротовских слоях Предкарпатья*, Докл. Акад. наук СССР, 1953, **XC**, *3*, 465—467.

32. — *Новые находки ископаемых следов позвоночных животных в Миоцене Предкарпатья*, Бюлл. МОИП, отд. геол., 1954, **XXIX**, *2*, 103—104.

33. ВЯЛОВ О. С., *Новый ископаемый след птицы в Миоцене Предкарпатья*, Докл. Акад. наук СССР, 1960, **135**, *5*, 1237—1239.

34. VIALOV O. S., *Despre relațiile dintre faciesurile flișului și molasei*, Congresul al V-lea al Asociației geologice Carpato-Balcanice, București, 1961, **III**, *2*, 307—312.

Întreprinderea de prospecțiuni și laboratoare.

Primită în redacție la 10 aprilie 1964.

PLANTE FOSILE DIN PLIOCENUL DE LA SĂRMĂȘAG (REG. CRIȘANA)

DE

RĂZVAN GIVULESCU

55(05)

Autorul dă o listă a vegetației pliocene din regiunea Sărmășag, care cuprinde 19 forme fosile.

Sînt descrise formele *Salvinia* sp., *Potamogeton* sp. aff. *praenatans* Knoll și genul *Buettneriophyllum*, considerîndu-se că trebuie să se revină la denumirea specifică veche *„tiliaefolium"*, ce are prioritate, în locul aceleia care circulă azi *„aequalifolim"*. După părerea autorului, astfel s-ar înlătura unele confuzii taxonomice, aceeași plantă circulînd în literatura paleobotanică sub două denumiri specifice diferite.

Autorul constată că în regiunea cercetată sîntem în prezența unei mlaștini de pădure tipice în care întîlnim asociația *Glyptostrobus — Buettneriophyllum* și *Osmunda parschlugiana*.

Încă în 1961 am descris de la Sărmășag, din materialul colectat de geologul I. C î m p e a n u, patru specii de ferigi constituind noutăți sau rarități în flora fosilă a R.P.R., respectiv :

Osmunda parschlugiana (Ung.) Andr.
Pteridium oeningense (Ung.) Hantke
Pteridium bilinicum (Ett.) Giv.
Pteridium cf. *urophyllum* (Ung.) Giv.

Colectarea de material întreprinsă personal în anul 1962 a reușit să îmbogățească cu încă cîteva tipuri lista plantelor fosile din regiune, astfel că sîntem acum în situația de a ne putea face o idee asupra asociației vegetale din mlaștinile de turbă ale regiunii, situație ce confirmă încă o dată ipoteze expuse în lucrări anterioare (6), (9).

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 2 p. 365–370 București 1964

Materialul colectat provine din două halde, respectiv din halda din valea Chieşdului şi dintr-o haldă veche, situată în dreptul birourilor Exploatării miniere Sărmăşag. În primul caz, materialul fosil este conservat pe argile cenuşii compacte, în cazul al doilea apare extrem de abundent, însoţit şi de rare ostracode, pe argile coapte, roşii. De asemenea a mai fost examinat un şist cărbunos foios, găsit tot în halda Chieşd, şist care foarte probabil provine din acoperişul stratului IX.

Din materialul colectat am determinat următoarele forme :

Osmunda heerii Gaud.
Pteridium oeningense (Ung.) Hantke
Cyclosorus stiriacus (Ung.) Grambast
Salvinia sp.
Glyptostrobus europaeus (Brngt.) Heer
Buettneriophyllum tiliaefolium (Al. Br.) Giv.
Potamogeton sp. aff. *P. praenatans* Knoll
Phragmites oeningensis Al. Br.

La acest material trebuie să adăugăm plantele colectate de geologul S. Szábo într-o viroagă din Dealul Viilor din Chieşd, plante descrise de acesta (13) şi care întregesc lista florei fosile a regiunii. Este vorba de :

Glyptostrobus europaeus (Brngt.) Heer
Populus latior Al. Br. var. *transversa* Heer
Ulmus braunii Heer
Cinnamomum rossmaessleri Heer
Platanus aceroides Goepp.
Acer cf. *trilobatum* (Sternbg.) Heer
Acer sp.
Rhammus cf. *gaudini* Heer
Leguminosites sp. (?)

În cele ce urmează vom da o scurtă descriere a formelor mai rare, respectiv cîteva consideraţii asupra celor mai interesante.

Salvinia sp.

(Pl. I, fig. 3, 8 şi 9)

În colecţia noastră se găsesc un număr de 10 resturi, foarte adesea perechi ce nu pot fi atribuite momentan specific. Ele prezintă frunze subrotunde pînă la scurt-eliptice, cu lăţimea maximă la mijloc, cu vîrful uşor emarginat şi baza vizibil cordată. Lungimea lor variază între (5) — 7 şi 10 — (15) mm. Nervaţiunea exemplarelor, foarte evidentă, constă, în afară de nervura principală, dintr-un număr mare de nervuri secundare, al căror unghi de emergenţă scade de la bază spre vîrf, cu traiect uşor curbat. În imediata apropiere a nervurii principale, nervurile secundare prezintă o mică îndoire legată printr-o anastomoză oblică ce delimitează astfel, de-a lungul nervurii principale, o serie de ochiuri oblice. În continuare, între cele două nervuri secundare se interpune o a treia care pleacă

din dreptul anastomozei. În felul acesta, pe fiecare ochi oblic, se delimitează două cîmpuri dreptunghiulare, alungite, îndreptate oblic în sus. Cele trei nervuri ajung pînă la marginea frunzei, unde se termină craspedodrom, traiectul lor mai fiind întrerupt o dată de o anastomoză transversală. Nervațiunea terțiară, care ar trebui să împartă cîmpurile amintite în poligoane mai mici, nu se observă.

Lipsa unui material comparativ ne împiedică de a da momentan o determinare specifică sigură.

Genul *Salvinia* reprezintă o raritate în R.P.R., deoarece nu cunoaștem decît :

Salvinia oligocaenica Staub. din valea Jiului, acvitanian.

Salvinia reussi Ett. de la Timișani, pliocenul superior.

Glyptostrobus europaeus (Brngt.) Heer

(Pl. I, fig. 4)

Resturile de *G. europaeus*, reprezentate prin crenguțe și conuri fructifere, sînt extrem de abundente. Ele apar în halda Chieșd și în halda veche, dar mai ales au fost găsite alcătuind în asociație cu *Buettneriophyllum tiliaefolium* șistul cărbunos foios amintit.

Conifer de mlaștină, *G. europaeus* vegetează în pliocen de preferință în apropierea sau chiar în turbării, contribuind nemijlocit la formarea cărbunilor respectivi.

Buettneriophyllum tiliaefolium (Al. Br.) Giv.

(Fig. 1 ; pl. I, fig. 6)

Formă de largă răspîndire pliocenică, binecunoscută din cauza discuțiilor privitor la ecologia și taxonomia ei (Givulescu, Berger, Palamarev, Rüffle, Takahashi). O găsim bine reprezentată atît în argilele haldei Chieșd, cît și în halda veche, dar mai ales masiv, alături de *Glyptostrobus*, în șistul cărbunos foios. Deci și la Sărmășag întîlnim aceeași situație ca la Sinersig (9), confirmîndu-se astfel încă o dată ipoteza anterior emisă (6) cu privire la existența, în special în pliocen, a unei fitocenoze de turbărie, în care rolul predominant l-au putut avea chiar numai aceste două tipuri.

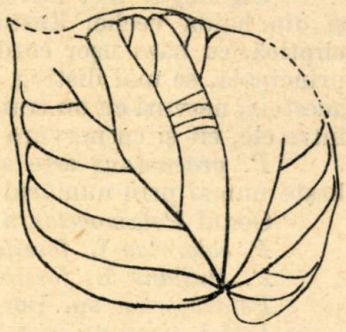


Fig. 1. — *Buettneriophyllum tiliaefolium*. Halda Chieșd (1 : 1).

Cu această ocazie amintim că ultimele cercetări făcute asupra unui material fosil de acest tip (1), (12), par să arate că ar fi totuși vorba de frunze de *Alangium*. Este

adevărat însă că exemplarele atribuite acestui gen reprezintă frunze slab trilobate, ceea ce nu este cazul cu frunzele tip de „*Ficus*", respectiv „*Buettneria*" *tiliaefolia*.

Aşa cum am arătat şi în 1959, vom păstra momentan denumirea de „*Buettneriophyllum*" pînă la clarificarea definitivă a poziţiei sistematice a acestor resturi.

În ceea ce priveşte denumirea specifică de „*aequalifolium*" şi cea de „*tiliaefolium*", avem de făcut următoarele observaţii. Denumirea iniţială a speciei a fost „*tiliaefolia*" (A. Braun, 1845 (*Cordia tiliaefolia*) şi F. Unger, 1851). Mai tîrziu (1852) H. Goeppert descrie frunze asemănătoare sub denumirea specifică de „*aequalifolia*", pe lîngă cele pe care le atribuie tipurilor „*tiliaefolia*" şi „*grandifolia*". În 1918, cu ocazia revizuirii materialului studiat de H. Goeppert (care cuprindea deci tipurile *tiliaefolia*, *aequalifolia*, *grandifolia*), F. Meyer reuneşte atît exemplarele descrise de F. Unger (1851), cît şi pe cele descrise de H. Goeppert (1852), alegînd numele dat de acesta din urmă: „*aequalifolia*" şi nu, cum ar fi fost normal, pe cel care avea prioritate, respectiv pe cel folosit de A. Braun şi F. Unger.

Astfel se produce în clipa de faţă o nejustificată confuzie taxonomică, aceeaşi plantă circulînd în literatură cu două denumiri specifice, ca să nu mai vorbim de cele generice: este vorba de *Ficus* „*tiliaefolia*" şi *Buettneria* „*aequalifolia*" (sau *Alangium aequalifolium*). În realitate, ele sînt sinonime şi numai o nerespectare a priorităţii de nume a provocat această confuzie. Din acest motiv, considerăm, împreună cu G. Depape (4), cu A. N. Kristofovici şi cu E. Palamarev (1962), că din motive de prioritate trebuie să revenim la denumirea specifică „*tiliaefolia*", frunzele pe care le descriem denumindu-se deci: *Buettneriophyllum tiliaefolium* (Al. Br). Giv.

Potamogeton sp. aff. P. praenatans Knoll

(Fig. 2)

Un singur rest întreg şi cîteva fragmente provin din halda Chieşd şi din halda veche. Restul întreg reprezintă o frunză de 50 × 34 mm, eliptică, cu baza uşor cordiformă şi vîrful acuminat. În afară de nervura principală, se mai disting cîte 6 nervuri secundare de o parte şi de alta a acesteia, nervuri cu un traiect mai mult sau mai puţin curb, care sînt legate între ele, cît şi cu nervura principală prin nervuri terţiare oblice.

P. praenatans este asemănător cu *P. natans* L., de care se deosebeşte numai prin numărul mai mic de nervuri al acestuia din urmă.

Genul *Potamogeton* a mai fost citat în R.P.R. ca:

P. coloratus L. *fossilis* Ciocîrdel, Comăneşti } Sarmaţian.
P. fluitans L. *fossilis* Ciocîrdel, Comăneşti }

Potamogeton sp. Borsec, Valea Neagră. Pliocen.

Astfel, tipul pe care l-am descris reprezintă o noutate în flora fosilă a R.P.R.

★

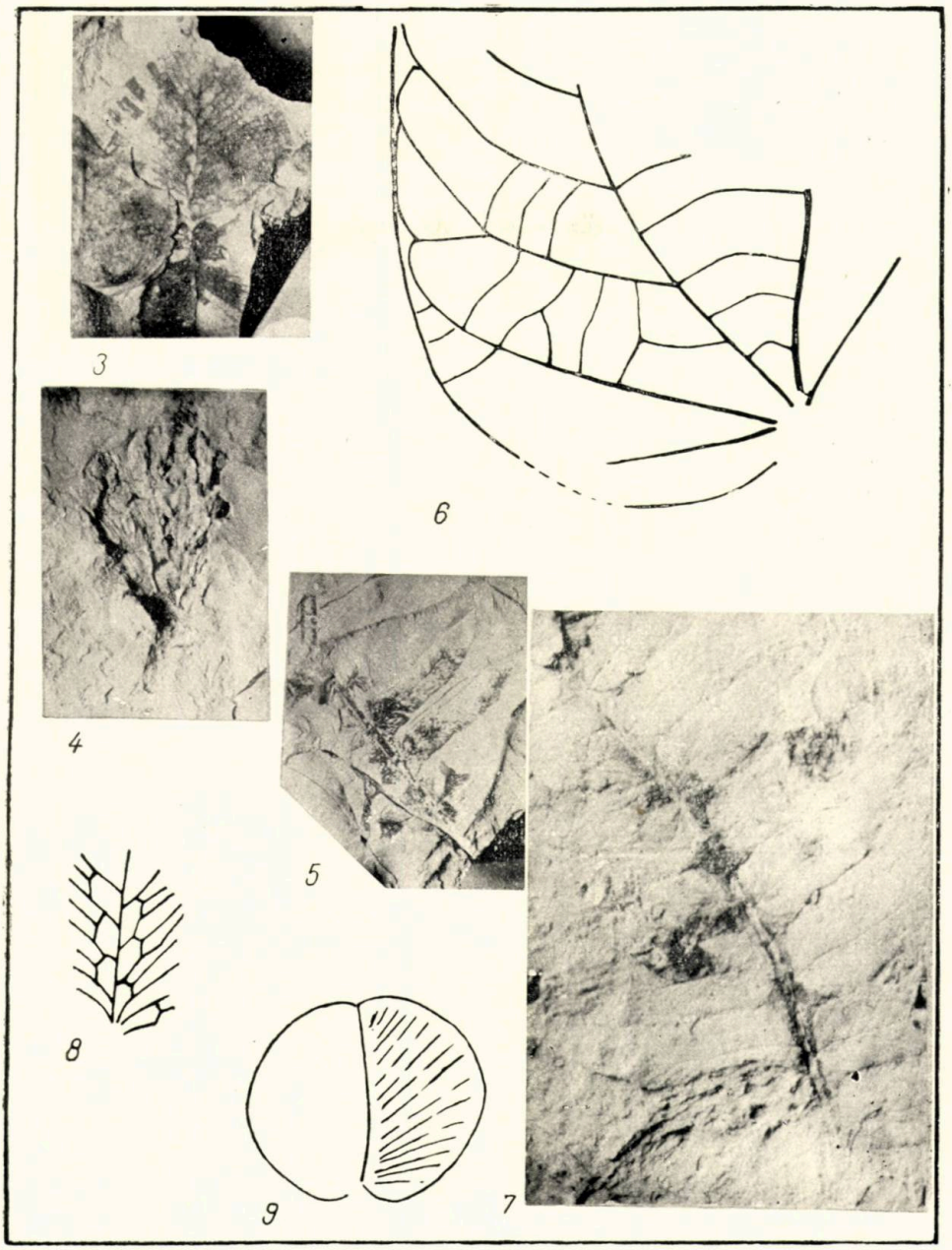


Fig. 3. — *Salvinia* sp. Halda veche (1 : 2,5). Fig. 4. — *Glyptostrobus europaeus*, con fructifer. Halda veche (1 : 1,25). Fig. 5. — *Pteridium oeningense*. Halda Chieşd (1 : 1,5). Fig. 6. — *Buettneriophyllum tiliaefolium*, fragment de frunză. Halda veche (1 :1). Fig. 7. — *Osmunda heerii*. Halda veche (1 : 2,5). Fig. 8. — *Salvinia* sp., porţiune mărită a nervaţiunii secundare în dreptul celei principale (1 : 5). Fig. 9. — *Salvinia* sp., conturul frunzei. Halda veche (1 : 2,5).

Concluziile ce rezultă din studiul acestei flore alcătuită din 19 tipuri vegetale fosile (tabelul nr. 1), se aseamănă mult cu cele obținute cu ocazia studiului vegetației fosile de la Sinersig. Regiunea cercetată se situează pe țărmul de E al marelui Lac Panonic, în prezența unei întinse mlaștini de pădure, alcătuită în esență din foarte caracteristica asociație *Glyptostrobus — Buettneriophyllum — Osmunda parschlugiana*, asociație la care se adaugă *Salvinia*, *Potamogeton*, *Phragmites*, care ocupau desigur ochiurile de apă ale mlaștinii. Regiunile din jur, umede și ele, ba chiar inundate temporar, erau ocupate de o pădure din care ni s-a păstrat în sediment numai *Acer*, *Platanus*, *Ulmus*, *Populus*, precum și unele ferigi iubitoare de umezeală. Acestei păduri i se asocia uneori și *Glyptostrobus*.

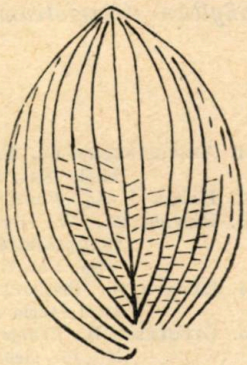


Fig. 2. — *Potamogeton* sp. aff. *P. praenatans*. Halda Chieșd (1 :1).

Faptul că formele citate mai sus au fost găsite într-o marnă intercalată stratelor de cărbuni ne arată că aceste două asociații au putut fi nu numai contemporane, ci au și alternat în timp. Scufundarea regiunii aducea cu sine dispariția mlaștinilor de pădure, instaurarea unei sedimentări pelitice care păstra urmele vegetației din jur, a unei vegetații obișnuite pliocenice. Ridicarea regiunii aducea condiții favorabile instaurării mlaștinilor de pădure, respectiv a unui biotop caracterizat prin

Tabelul nr. 1

Flora fosilă din regiunea Sărmășag

Denumirea speciei	Nr. ex.	Colecția			
		C.	G.v.	G.c.	Sz.
Osmunda parschlugiana (Ung.) Andr.	5	×			
Osmunda heerii Gaud.	2		×		
Pteridium oeningense (Ung.) Hantke	n.	×		×	
Pteridium bilinicum (Ett.) Giv.	1	×			
Pteridium cf. *urophyllum* (Ung.) Giv.	1	×			
Cyclosorus stiriacus (Ung.) Grambast	2	×	×		
Salvinia sp.	10		×		
Glyptostrobus europaeus (Brngt.) Heer	f.n.	×	×	×	×
Populus latior Al. Br. var. *transversa* Heer	1				×
Ulmus braunii Heer	1				×
Cinnamomum rossmaessleri Heer	1				×
Platanus aceroides Goepp.	2				×
Acer cf. *trilobatum* (Sternb.) Heer	1				×
Acer sp.	1				×
Leguminosites sp. (?)	2				×
Rhammus cf. *gaudini* Heer	1				×
Buettneriophyllum tiliaefolium (Al. Br.) Giv.	f.n.	×	×	×	×
Potamogeton sp. aff. *P. praenatans* Knoll	3		×	×	
Phragmites oeningensis Al. Br.	n.		×		

Notă. f.n. = foarte numeros; n. = numeros. Colecția: C. = Cimpeanu; G.v. = Givulescu din halda veche; G.c. = Givulescu din halda Chieșd; Sz. = Szábo.

tipurile amintite, biotop mărginit în afara mlaştinii de un biotop, am zice normal, pliocenic.

Din acest joc pe verticală au luat naştere cele 16 strate de cărbuni, la formarea cărora aportul formelor *Glyptostrobus europaeus* şi *Buettneriophyllum tiliaefolium* a fost desigur masiv.

BIBLIOGRAFIE

1. Andreánszky G., *Ergänzungen zur Kenntnis der Sarmatischen Flora Ungarns II*, Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung., 1963, **55**.
2. Barbu I. Z., *Flora fosilă din Terţiarul Olteniei*, An. Com. geol., 1954, **28**.
3. Berger W., *Die obermiozäne (Sarmatische) Flora von Liescha bei Privali und die vegetationsgeschichtliche Stellung von Büttneria aequalifolia. Carintia II*, Mitt. Naturwiss. Ver. f. Kärnten, 69. Jahrgang, Klagenfurt, 1959.
4. Depape G., *Recherches sur la flore pliocène de la Vallée du Rhône*, Ann. Sci. Nat.-Bot., 1921, seria a 10-a, **4**.
5. Givulescu R., *Einige Bemerkungen über die Taxonomie von Ficus tiliaefolia (A. Br.) Heer*, N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 10, Stuttgart, 1959.
6. — *Palaeobotanische Notizen über Buettneriophyllum aequalifolium (Goepp.) Giv.*, Flora, Jena, 1960, **149**.
7. — *Beiträge zur Kenntnis der pannonischen Flora Rumäniens*, N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 2, Stuttgart, 1961.
8. — *Die fossile Flora Rumäniens*, Ber. Geol. Gesell., 1960, **5**, *4*.
9. Givulescu R. u. Florei N., *Die fossile Flora von Sinersig (Rumänien)*, Geologie, 1960, **9**, *7*.
10. Mateescu I., *Studiul petrografic al cărbunilor din Bazinul Văii Jiului, cu privire specială asupra cărbunilor din regiunea Uricani — Cîmpul lui Neag*, An. Com. geol., 1956, **29**.
11. Palamarev E., *Über die Lebensform der fossilen Art Buettneria tiliaefolia (A. Br.) Dep.*, N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 5, Stuttgart, 1962.
12. Rüffle L., *Die obermiozäne (Sarmatische) Flora vom Randecker Maar*, Pal. Abh., 1963, **I**, *3*.
13. Szábo S., *Studiul geologic al sectorului nordic din regiunea carboniferă Sărmăşag — Chieşd*, Cluj, 1963.
14. Takahashi K. u. Obata I., *Die sogenannte „Ficus" tiliaefolia (Al. Br.) Heer*, Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan. N. S., 1962, **46**.
15. Unger F., *Die fossile Flora von Sotzka*, Denkschr. d.k. Akad. d. Wiss. Math.-Nat. Kl., Viena, 1851, **2**.

Institutul pedagogic Baia-Mare.

Primită în redacţie la 19 iunie 1964.

CHIMISMUL UNOR CALCARE BITUMINOASE TERȚIARE DIN NV BAZINULUI TRANSILVANIEI

DE

ACADEMICIAN M. SAVUL, V. IANOVICI
MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI R.P.R.
I. IMREH și GABRIELA IMREH

55(05)

În partea de NV a Bazinului Transilvaniei apar calcare bituminoase de vîrstă tortoniană și eocenă într-o zonă îngustă de la vest de Cheia pînă la Copăceni la nord de Turda, respectiv lîngă Huedin și Jibou.

Asupra acestor calcare au fost executate analize chimice și spectrale cu privire la elementele majore și minore, analize termodiferențiale, analize roentgenografice și analize radiologice, permițînd interpretarea geochimică și considerații genetice asupra acestor roci.

Studiul chimic și petrografic amănunțit al calcarelor din țara noastră a fost întreprins de acad. M. Savul, V. Ianovici și colaboratori (20), (21), (22), (23), (24), (25). Ca o continuare a acestor studii, în lucrarea de față se vor prezenta rezultatele cercetărilor asupra unor calcare bituminoase terțiare din NV Bazinului Transilvaniei.

Studiul acestor calcare bituminoase ne-a permis să constatăm mai multe criterii comune, cum ar fi : gradul înalt de cristalizare comparativ cu alte calcare terțiare, radioactivitatea pronunțată în raport cu calcarele comune, diversitatea mare de minerale și elemente din rocă și sărăcia, uneori lipsa, de fosile. Am mai putut constata că calcarele bituminoase studiate aproape întotdeauna apar în strînsă legătură cu gipsurile sau cu orizonturile unde gipsul lipsește însă în succesiunea stratigrafică ar trebui

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 2 p. 371–397 București 1964

să apară. Aceste asemănări — cu toate că rocile s-au format în diferite timpuri geologice — pledează pentru presupunerea că ele s-au format în medii asemănătoare şi reprezintă un tip de rocă bine distinct.

RĂSPÎNDIREA GEOGRAFICĂ A CALCARELOR BITUMINOASE

Din acest punct de vedere putem distinge trei grupuri :

1. Calcarele bituminoase tortoniene din jurul oraşului Turda.
2. Calcarele bituminoase eocene din apropierea oraşului Huedin.
3. Calcarele bituminoase eocene din apropierea Jiboului.

1. CALCARELE BITUMINOASE TORTONIENE DIN JURUL ORAŞULUI TURDA

Aceste calcare au fost studiate atît din punct de vedere geologic (5), (18), cît şi cu privire la descrierea unor minerale care apar în mod accesoriu (1), (6), (7), (8), (9).

Calcarele bituminoase din această regiune formează o fîşie îngustă care începe la vest de comuna Cheia, se continuă spre est pînă la Sănduleşti, apoi îşi schimbă direcţia spre nord-est pînă la Copăceni, unde după Dealul Dăbăgău dispare. În general, poziţia stratelor este orizontală cu ondulaţii şi mici înclinări determinate de poziţia zăcămîntului de gips deasupra căruia se află.

Cheia. Calcarul bituminos de aici este bine dezvelit în vechea carieră de gips şi se poate urmări în continuare către Sănduleşti. La baza coloanei stratigrafice (fig. 1) se află un orizont de gips (*I*), deasupra căruia se aşază un strat de calcar bituminos gros de 60 cm, plin de concreţiuni de gips, dintre care multe sînt dizolvate (*II*) ; urmează un strat gros de 90 cm format dintr-un amestec de calcar bituminos cu gips (*III*), iar peste acest strat se găseşte un banc de calcar bituminos compact, gros de 1,50 m (*IV*), la baza căruia se observă concreţiuni de gips. În aceste concreţiuni parţial dizolvate se găsesc calcedonie sferulară şi cristale perfecte de cuarţ incolor. În acest orizont s-au găsit cristale de celestină (8). Deasupra urmează un strat de argilă gros de 50 cm (*V*). Complexul este acoperit de un strat de calcar bituminos-argilos (*VI*), gros de 20 cm, cu care se încheie seria de strate din afloriment.

Pe direcţie grosimea stratelor din acest complex variază mult.

Sănduleşti. Calcarul bituminos poate fi urmărit pînă la cariera de gips din această localitate. La baza coloanei stratigrafice (fig. 2) se află acelaşi orizont de gips (*I*), deasupra căruia se aşază calcarul bituminos gros de 1,5 m (*II*), care în partea inferioară este compact, bine cristalizat şi are unele goluri umplute cu celestină (7), calcit şi gips cristalizat în cristale mărunte incolore ; tot în aceste goluri destul de frecvent se găsesc agregate cristaline de sulf, însă fără forme cristaline bine distincte. Spre partea superioară roca se îmbogăţeşte în argilă, devenind tot mai friabilă. În unele locuri limita dintre calcarul bituminos şi argila care urmează deasupra (*III*) nu este netă.

Copăceni. În vîrful Dealului Dăbăgău coloana stratigrafică se simplifică, peste orizontul de gips (*I*) găsindu-se numai stratul de calcar bituminos (*II*), gros de circa 5 m (fig. 3). Din punct de vedere petrografic roca este omogenă, însă din punct de vedere mineralogic se pot delimita două

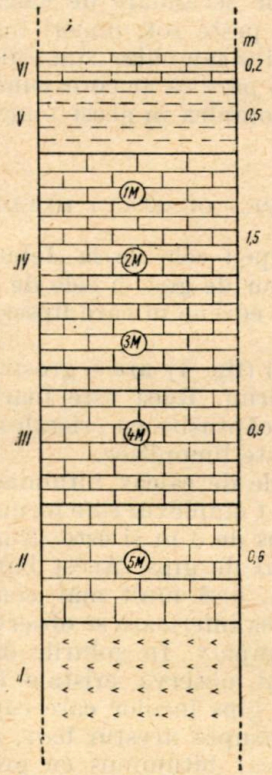


Fig. 1. — Coloana stratigrafică parțială întocmită în mijlocul carierei vechi de gips de la Cheia (1—5 M = 1—5 Ch).

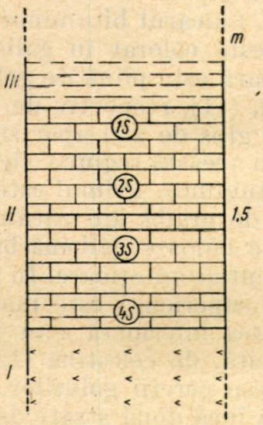


Fig. 2. — Coloana stratigrafică cu bancul de calcar bituminos de la Sânduleşti.

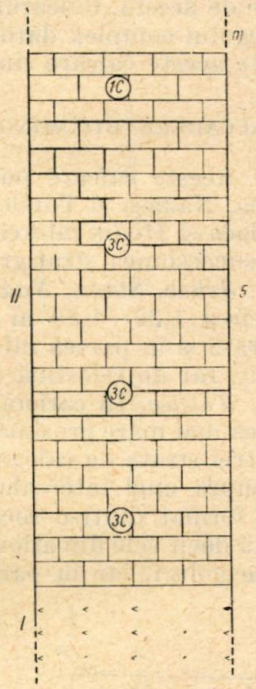


Fig. 3. — Coloana stratigrafică cu bancul de calcar bituminos de la Copăceni (pe coloană se va citi 1 C, 2 C, 3 C, 4 C).

orizonturi, unul la bază format din celestină (6) cu o grosime de circa 30—40 cm și o intercalație de baritină (9) la circa 80 cm de la bază. Grosimea zonei mineralizate cu baritină este de circa 20 cm. Deasupra orizontului cu celestină, calcarul este plin de crăpături și goluri. În golurile ovale, cu un diametru mediu de 2—10 cm, se găsesc gips concreționar (alabastru), calcită, limonită, calcedonie, cuarț cristalizat, sulf și mai rar celestină. Orizonturile superioare sînt mai compacte, cu crăpături și goluri mai puține. În alte aflorimente din acest sector, în partea superioară a zăcămîntului de gips se pot observa intercalații de calcar bituminos alterat care ar corespunde stratelor *II* și *III* din coloana stratigrafică prezentată pentru cariera de la Cheia.

După cum am văzut mai sus, în complexul de calcare bituminoase de lîngă Turda există un strat principal cu grosimi de la 1,5 m (Cheia) pînă la 5 m (Copăceni) şi strate secundare care se găsesc în orizontul superior al zăcămîntului de gips, respectiv strate secundare cu conţinut de argilă aşezate deasupra stratului principal. Stratele secundare de calcar bituminos din zăcămîntul de gips pot fi urmărite peste tot, uneori însă compoziţia lor se schimbă, conţinînd tot mai mult gips sau chiar sînt înlocuite de acesta. Calcarul bituminos de la Sănduleşti pare că ar corespunde întregului complex datorită subţierii stratelor din complex în acest punct. Toate aceste calcare sînt de vîrstă tortoniană.

2. CALCARELE BITUMINOASE EOCENE DIN APROPIEREA ORAŞULUI HUEDIN

Aceste calcare pot fi împărţite în două grupe: cele de la Jebuc, Stana, Nadăşa şi Totelec în succesiunea zăcămintelor de gips şi cele de la Morlaca şi Hodiş intercalate în complexul de strate eocene în care lipseşte din succesiunea stratigrafică gipsul.

Jebuc, Stana, Nadăşa. Calcarul bituminos (10) (fig. 4) are o grosime de circa 1,20—1,80 m şi este colorat în galben-brun. Roca este foarte alterată şi în partea inferioară este plină de goluri căptuşite cu cristale de calcit, rar de celestină (10), (11), respectiv de cruste limonitice.

Totelec. În cariera de gips de aici apar stratele de calcar bituminos cu cea mai mare grosime din această regiune (fig. 5). Complexul este format din trei strate de calcar bituminos. Primul este gros de 3 m şi este situat deasupra unei intercalaţii de argilă din zăcămîntul de gips. Acest banc este format dintr-o rocă de culoare galbenă-brunâ, însă mult mai compactă decît cele din aflorimentele anterioare. În partea inferioară se observă unele goluri, iar în partea superioară este mai compact. În golurile din partea inferioară s-au putut observa cristale de calcită, de celestină (12) şi gips incolor care căptuşesc pereţii golurilor. Deasupra acestui banc se află încă două strate de calcar bituminos cu grosimi de 20 şi 30 cm, separate între ele de intercalaţii de argilă şi gips.

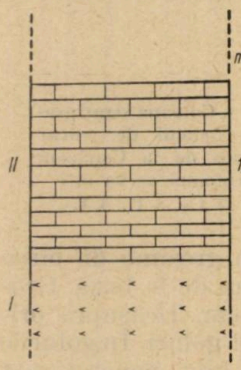


Fig. 4. — Coloana stratigrafică cu bancul de calcar bituminos de la Jebuc.

Calcarele bituminoase din cele patru ocurenţe enumerate mai sus sînt de vîrstă eocenă. În legătură cu aceste calcare se poate constata că în general sînt alterate şi au un singur orizont. Grosimea lor este în jur de 1 m, cu excepţia calcarului bituminos de la Totelec. Ca aspect exterior ele se aseamănă cu calcarele bituminoase de la Sănduleşti, însă bineînţeles nu le corespunde acestora.

Hodiş. În valea Peşterii de lîngă Hodiş aflorează complexul de strate eocene în care se găsesc două bancuri cu calcar bituminos. Primul banc (la analize notat cu Hd) este un calcar compact, fin cristalizat, care în partea superioară conţine galenă (15), (16).

Al doilea banc (la analize notat cu 1,2,3 și 4H) se găsește pe vale în amonte de primul, în vecinătatea unor argile șistoase cenușii care probabil corespund nivelului cu gipsuri din Bazinul Transilvaniei. Acest banc gros de 1,60 m are un orizont superior mai compact și un orizont inferior mai argilos.

Morlaca. Calcarul bituminos de la Morlaca (valea Răuoasa) este o rocă compactă fin cristalizată de culoare cenușie-deschis. Are o grosime de 0,30 m și conține galenă, respectiv blendă (16).

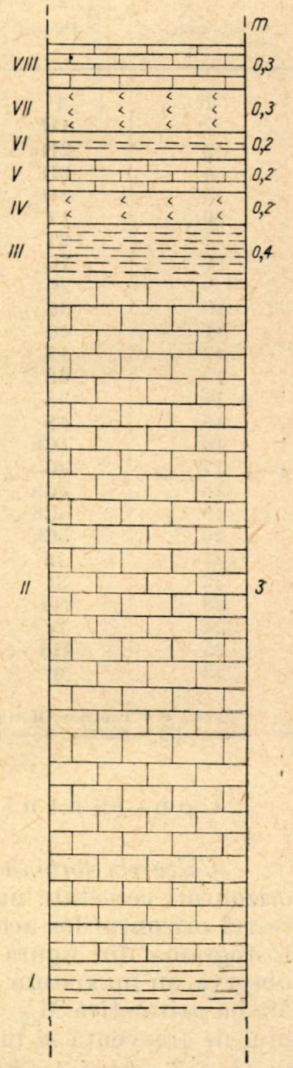


Fig. 5.— Coloana stratigrafică cu complexul de calcar bituminos de la Totelec.

3. CALCARELE BITUMINOASE EOCENE DIN APROPIEREA JIBOULUI

În apropierea Jiboului au fost cercetate două aflorimente de calcar bituminos, la Poptelec și Treznea.

Poptelec. Calcarul de aici se găsește deasupra zăcămîntului de gips și are o grosime de 0,20 m, cu conținut relativ mare de argilă. Macroscopic se aseamănă mult cu orizontul superior al calcarului bituminos de la Săndulești.

Treznea. În valea Sanțului apar o serie de strate eocene în care se găsesc două orizonturi de calcar bituminos, primul de culoare brună, gros de 0,15 m, al doilea asemănător ca aspect, gros de 0,1 m.

ANALIZELE FIZICO-CHIMICE

Calcarele bituminoase au fost studiate chimic, termodiferențial, roentgenografic și radiometric.

Probele pentru analize au fost colectate în majoritatea cazurilor din diferitele orizonturi ale aceluiași banc, notate în ordinea numerică de sus în jos. Ele s-au colectat totdeauna din calcarul compact, evitîndu-se fisurile, care fiind umplute sau căptușite în majoritatea cazurilor cu minerale formate ulterior ar fi modificat esențial rezultatele analizelor. Probele de material de pe fisuri au fost utilizate la analiza mineralogică a proceselor dia- și epigenetice.

1. STUDIUL CHIMIC

Elementele majore. Acestea au fost determinate gravimetric și complexometric (tabelul nr. 1)— iar elementele minore prin analize spectrale semicantitative (tabelul nr. 2).

Tabelul nr. 1

Compoziţia mineralogică determinată chimic şi calculată a rocilor cercetate

Nr. crt.	Proba	$CaCO_3$ %	$MgCO_3$ %	Dolomit calculat	Calcit liber calculat
1	P	41,13	32,04	70,06	3,11
2	1H	62,96	33,42	73,08	23,30
3	2H	53,06	41,45	90,64	3,87
4	3H	50,63	39,40	86,16	3,75
5	4H	50,74	41,54	90,84	1,44
6	1T	94,30	5,28	11,55	88,04
7	2T	83,75	5,23	11,43	77,54
8	1C	94,34	1,17	2,56	92,95
9	2C	96,01	0,96	2,12	94,85
10	3C	93,94	1,24	2,71	92,47
11	4C	96,43	1,03	2,25	95,21
12	1S	82,22	3,00	6,56	78,66
13	2S	82,97	2,95	6,45	79,47
14	3S	86,78	3,18	6,95	83,01
15	4S	93,04	1,48	3,24	91,28
16	1Ch	84,61	2,44	5,33	81,72
17	2Ch	88,40	0,96	2,12	87,24
18	3Ch	89,77	1,72	2,04	87,73
19	4Ch	68,86	1,38	3,02	67,22
20	5Ch	62,77	1,64	3,58	60,83
21	Jb	71,23	10,31	22,54	59,00
22	St	78,01	8,28	18,10	68,19
23	Nd	79,25	6,72	14,69	71,28
24	Tc	77,91	9,22	20,16	66,97
25	Hd	92,06	1,05	2,30	90,81
26	Mr	84,60	8,43	18,44	74,59

Notă. P = Poptelec ; H = Hodiş ; T = Treznea ; C = Copăceni ; S = Săndulești ; Ch = Cheia ; Jb = Jebuc ; St = Stana ; Nd = Nadăşa ; Tc = Totelec ; Hd = Hodiş (calcar cu galenă) ; Mr = Morlaca.

Conţinutul în $CaCO_3$ al rocilor

Calcarele tortoniene. Din datele analizelor reiese că dintre cele 13 orizonturi cercetate numai 5 au conţinut de calcită liberă peste 90%, în restul orizonturilor acest conţinut variind între 60,83 şi 87,73%. Studiind histograma din figura 6 construită pe clase de cîte 5% $CaCO_3$ liber, se observă un maximum de frecvenţă pentru conţinutul de 90—95% $CaCO_3$. Media aritmetică $M_{13} = 84,40\%$ $CaCO_3$ este cu ceva mai mică decît maximul de frecvenţă şi în histogramă se plasează lîngă acesta. Aspectul asimetric al curbei arată o distribuţie lognormală de $CaCO_3$.

Calcarele eocene. Din tabel se poate constata că dintre cele 13 orizonturi cercetate numai unul corespunde unui calcar pur (Hd), restul avînd valori de calcită liberă foarte variate. Curba obţinută din histograma construită pe clase de cîte 5% $CaCO_3$ liber arată două maxime de frecvenţă, unul la clasa —5%, altul la clasele 65—75% $CaCO_3$ liber. Aceste repartizări ale frecvenţei dau un aspect asimetric pentru partea

stîngă și un aspect simetric pentru partea dreaptă a curbei. Media aritmetică $M_{13} = 48{,}60\%$ $CaCO_3$ este la aproape egală distanță de cele două maxime (fig. 7).

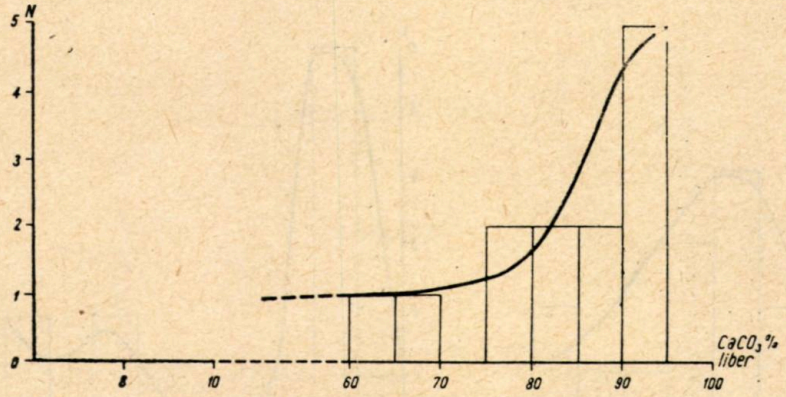


Fig. 6. — Histograma conținutului de $CaCO_3$ al rocilor tortoniene.

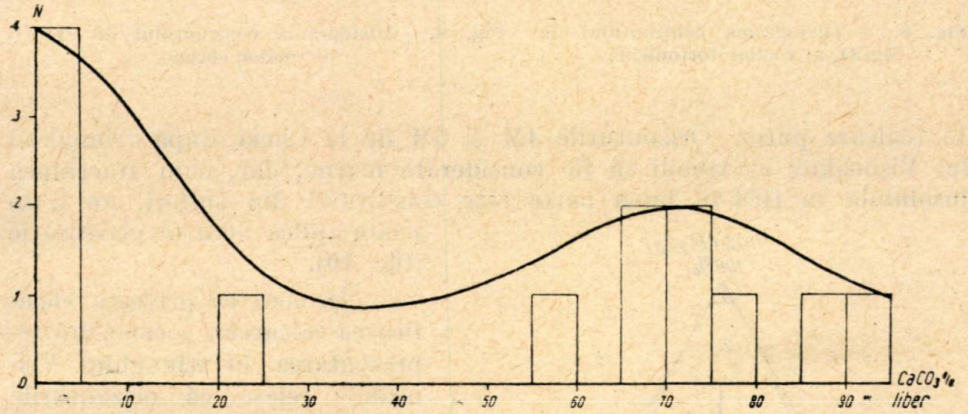


Fig. 7. — Histograma conținutului de $CaCO_3$ al rocilor eocene.

Conținutul în $MgCO_3$ al rocilor

Calcarele tortoniene. Din histograma construită pe clase de cîte 0,5% $MgCO_3$ se poate constata un maximum de frecvență la clasa 1—1,5% $MgCO_3$. Curba are un aspect în linii mari simetric (fig. 8).

Calcarele eocene. Curba rezultată din histograma construită pe clase de cîte 5% $MgCO_3$ arată două maxime de frecvență, unul bine distinct în partea stîngă, iar altul format din două maxime secundare în partea dreaptă a histogramei (fig. 9).

Proiectînd valorile calcarelor tortoniene în triunghiul Vişneakov (19), se poate constata (fig. 10) că cele 13 orizonturi cercetate se grupează în celulele 11, 12 (calcare argiloase, calcare dolomitice-argiloase) şi

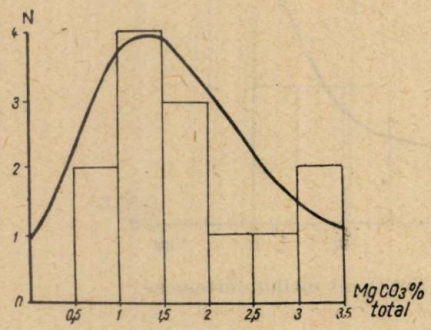


Fig. 8. — Histograma conţinutului de $MgCO_3$ al rocilor tortoniene.

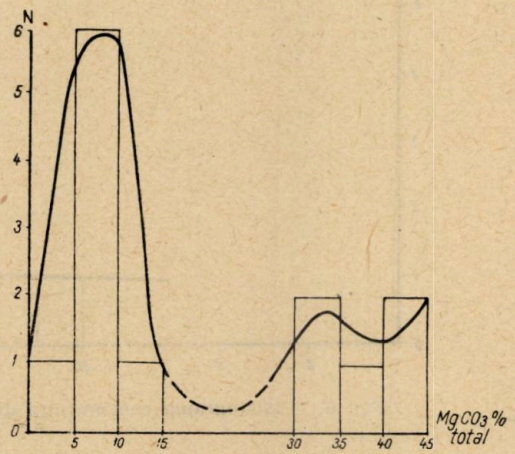


Fig. 9. — Histograma conţinutului de $MgCO_3$ al rocilor eocene.

14 (calcare pure). Orizonturile 4M şi 5M de la Cheia după triunghiul lui Vişneakov ar trebui să fie considerate marne, dar, cum fracţiunea insolubilă în HCl în bună parte este constituită din sulfaţi, nu li se poate aplica această clasificaţie (fig. 10).

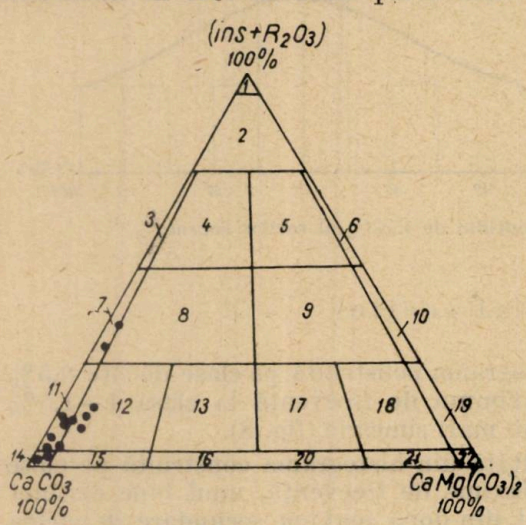


Fig. 10. — Triunghiul Vişneakov cu proiecţiile analizelor rocilor tortoniene.

În ceea ce priveşte clasificarea calcarelor eocene, din reprezentarea în triunghiul Vişneakov reiese că orizonturile 2H, 3H şi 4H sînt dolomite argiloase (celula 19), 1H este un dolomit slab calcaro-argilos (celula 18), 1P este un dolomit puternic argilos (celula 10), rocile de la Treznea, Jebuc, Stana, Totelec şi Nadăşa sînt calcare argiloase, roca de la Morlaca (Mr) este un calcar slab dolomitic (celula 15), iar calcarul galenifer de la Hodiş este un calcar argilos (celula 11). Din triun-

ghiul prezentat în figura 11 reiese că rocile de la Poptelec și Hodiș (H) sînt dolomite și nu fac parte din categoria de calcar bituminos.

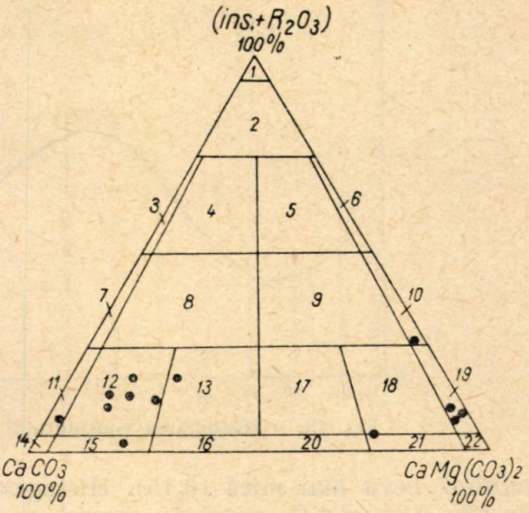


Fig. 11. — Triunghiul Vișneakov cu proiecțiile analizelor rocilor eocene.

Conținutul în Fe_2O_3 al rocilor

În calcarele tortoniene fierul are o concentrație maximă de 1,84% Fe_2O_3. Histograma (fig. 12) construită pe clase de cîte 0,2% Fe_2O_3 arată un maximum de frecvență la clasa 0,4—0,6%. Atît maximul (1,84), cît și

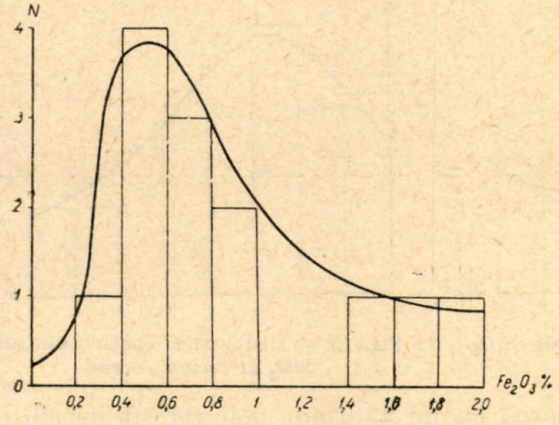


Fig. 12. — Histograma conținutului de Fe_2O_3 al rocilor tortoniene.

minimul (0,20) au valori foarte apropiate de cele găsite pentru rocile carbonatate de la Hunedoara (24).

În ceea ce privește calcarele eocene, și aici fierul apare tot ca element minor, însă maximumul este ceva mai mare (2,75), iar valoarea

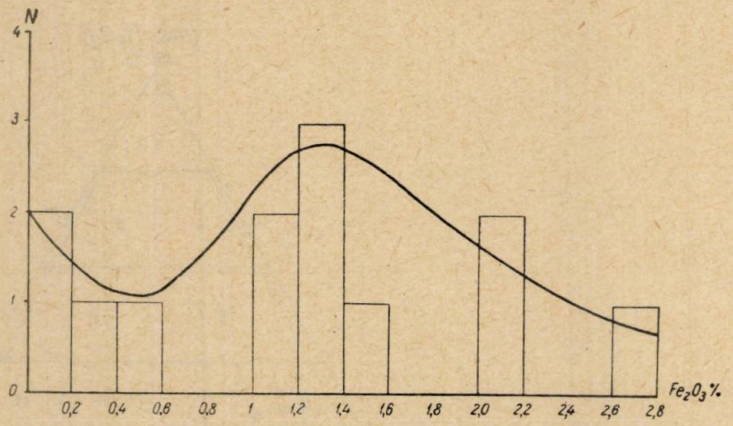


Fig. 13. — Histograma conținutului de Fe_2O_3 al rocilor eocene.

minimă ceva mai mică (0,15). Histograma (fig. 13) construită pe clase de cîte 0,2% Fe_2O_3 arată un maximum de frecvență la clasa 1,2—1,4% Fe_2O_3.

Conținutul în SiO_2 al rocilor

Conținutul în silice al rocilor tortoniene variază în limitele de 1,97—9,71%. Histograma (fig. 14) construită pe clase de cîte 1% SiO_2 arată un maximum de frecvență la clasa 2—3% SiO_2.

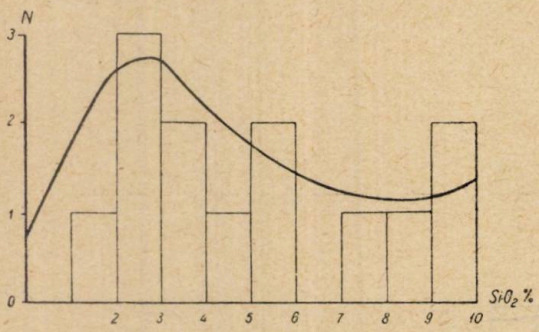


Fig. 14. — Histograma conținutului de SiO_2 al rocilor tortoniene.

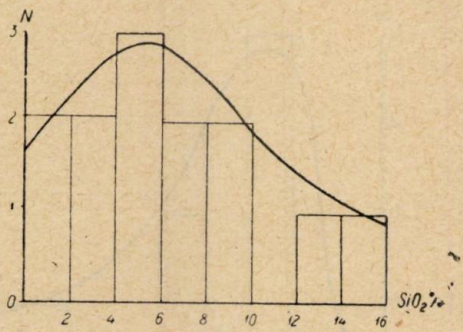


Fig. 15. — Histograma conținutului de SiO_2 al rocilor eocene.

Calcarele eocene se remarcă cu un conținut mai ridicat de silice avînd o valoare maximă de 15,97%. Histograma (fig. 15) construită pe clase de cîte 2% SiO_2 arată un maximum de frecvență la clasele 4—6% SiO_2.

Conținutul în Al_2O_3

Conținutul în alumină al calcarelor tortoniene variază între 0,19 și 2,27%. Histograma (fig. 16) construită pe clase de cîte 0,2% Al_2O_3 arată un maximum la clasele 0,4—0,8% .

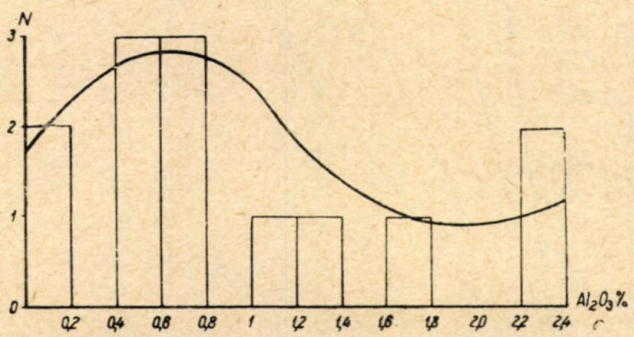


Fig. 16. — Histograma conținutului de Al_2O_3 al rocilor tortoniene.

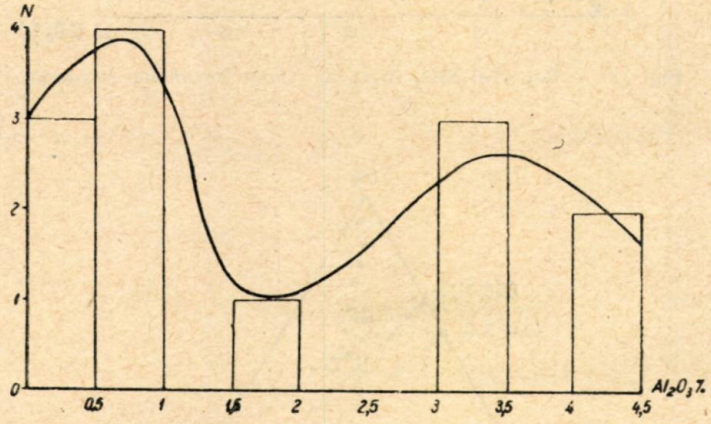


Fig. 17. — Histograma conținutului de Al_2O_3 al rocilor eocene.

Histograma (fig. 17) calcarelor eocene construită pe clase de cîte 0,5 % Al_2O_3 arată două maxime, unul mai pronunțat la clasa 0,5—1% și unul mai mic la clasa 3—3,5% Al_2O_3.

Raportul $SiO_2 : Al_2O_3$

Acest raport este prezentat într-o diagramă (fig. 18) în care pe abscisa inferioară este reprezentat conținutul în SiO_2, pe abscisa superioară raportul $SiO_2 : Al_2O_3$ și pe ordonată conținutul în Al_2O_3. Liniile înclinate corespund diferitelor raporturi moleculare $SiO_2 : Al_2O_3$ pentru următoa-

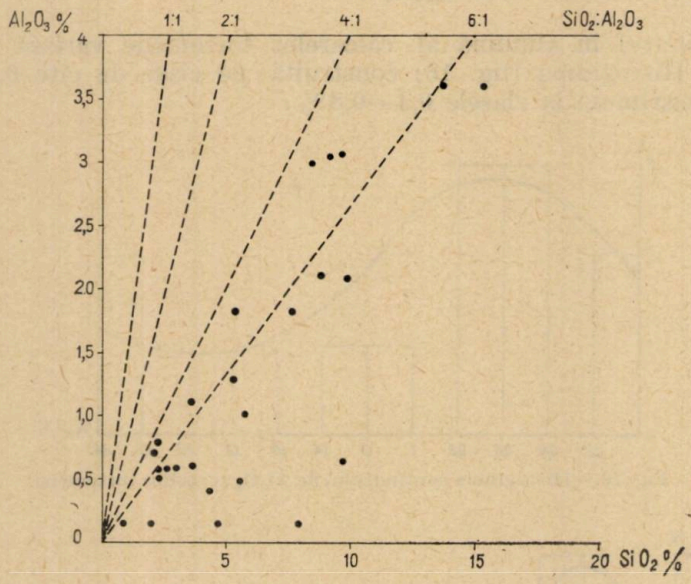


Fig. 18. — Raportul $SiO_2 : Al_2O_3$ al rocilor tortoniene şi eocene.

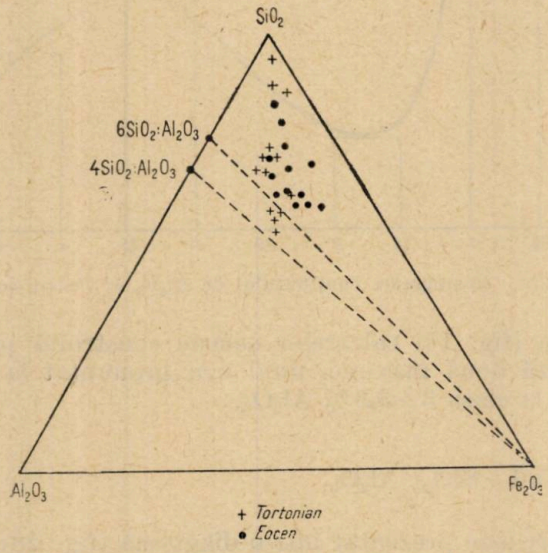


Fig. 19. — Raportul $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$ ale rocilor tortoniene şi eocene.

rele minerale : $1SiO_2 : Al_2O_3$ = allophan (1 :1); $2SiO_2 : Al_2O_3$ = calolinit, halloysit, muscovit, pirophyllit (2 :1); $3SiO_2 : Al_2O_3$ = beydellit (3 :1); $4SiO_2 : Al_2O_3$ = hidromica (4 :1); $5SiO_2 : Al_2O_3$ = montmorillonit (5 :1); $6SiO_2 : Al_2O_3$ = feldspat alcalin, biotită (6 :1).

Din diagramă se poate constata că majoritatea probelor au proiecțiile cuprinse între dreapta $6SiO_2 : Al_2O_3$ și abscisa SiO_2, ceea ce corespunde unui amestec de minerale terigene : feldspat alcalin, biotit și cuarț, respectiv silice. Numai puține probe (1C, 1M, 2M, 3M, Tc, Nd, Jb, St) au proiecția în cîmpul limitat de rapoartele 4 : 1 și 6 : 1, indicînd prezența hidromicei și mineralelor din grupa montmorillonitului.

Raportul $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$

Valorile SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 au fost prezentate (fig. 19) pentru a vedea forma minerală în care se găsesc acești oxizi în rocile analizate. Din această diagramă se poate constata că reziduurile necarbonatate sînt constituite dintr-un amestec de hidroxizi sau oxizi de fier, silice și silicați.

Elementele minore și urme. Prin analiza spectrală semicantitativă (tabelul nr. 2) au fost analizate : Ba, Sr, As, Ga, Co, Ni, Pb, Ag, Ti, Zr, Cu. Limita sensibilității metodei de lucru a fost 0,000 x%.

2. ANALIZE TERMODIFERENȚIALE

Analiza termodiferențială a calcarelor bituminoase a fost efectuată pe probele colectate din diferitele orizonturi ale bancurilor cercetate. Scopul analizelor termodiferențiale a fost punerea în evidență a mineralelor din rocă și pe baza curbelor ATD să se facă o orizontare, respectiv o paralelizare a diferitelor nivele studiate. Din studiul curbelor care vor fi prezentate în continuare reiese că prin metoda ATD s-au putut pune în evidență relativ puține minerale : aragonit, dolomit, calcit, cuarț, gips și montmorillonit restul mineralelor fiind într-o cantitate care este sub sensibilitatea metodei. Un alt lucru foarte important care se desprinde din studiul ATD al calcarelor bituminoase este că efectele termice ale substanței organice lipsesc aproape complet chiar și la calcarele bituminoase clasice din împrejurimile orașului Turda. Acest fenomen este și normal, deoarece calcarul este bine cristalizat și astfel materialul organic a dispărut. Materialul organic s-a consumat cu ocazia diagenezei, cînd s-au format sulfurile, respectiv sulful din calcar, prezența acestor minerale indicînd că inițial în calcarele studiate a existat material organic. Aceste analize justifică ideea că cantitatea de material organic nu este nu criteriu absolut pentru determinarea caracterului bituminos al calcarelor.

Tabelul nr. 2

Rezultatele analizei spectrale (% greutate)

Nr. crt.	Proba	Ba	Sr	As	Ga	Co	Ni	Pb	Ag	Ti	Zn	Cu
1	1C	$1{,}7.10^{-1}$	$1{,}5.10^{-1}$		3.10^{-4}		$3{,}5.10^{-4}$	$1{,}5.10^{-3}$	3.10^{-4}	5.10^{-3}	$2{,}7.10^{-2}$	$2{,}3.10^{-3}$
2	2C	3.10^{-1}	1.10^{-1}		3.10^{-4}		3.10^{-4}	3.10^{-4}	$2{,}3.10^{-4}$	$3{,}5.10^{-3}$	3.10^{-2}	$1{,}5.10^{-2}$
3	3C	~ 1	$3{,}5.10^{-1}$				3.10^{-4}	$1{,}5.10^{-3}$	3.10^{-4}	$2{,}7.10^{-3}$	$3{,}5.10^{-2}$	$2{,}5.10^{-2}$
4	4C	$3{,}5.10^{-1}$	$1{,}5.10^{-1}$	3.10^{-4}	3.10^{-4}		$2{,}5.10^{-4}$	$1{,}5.10^{-3}$	3.10^{-4}	2.10^{-3}	$2{,}5.10^{-2}$	1.10^{-2}
5	1Ch	6.10^{-2}	>1		$2{,}5.10^{-4}$		$2{,}3.10^{-4}$	$6{,}5.10^{-3}$	3.10^{-4}	$2{,}5.10^{-3}$	$2{,}7.10^{-2}$	$1{,}5.10^{-3}$
6	2Ch	9.10^{-2}	>1		3.10^{-4}		$2{,}5.10^{-4}$	3.10^{-3}		$1{,}5.10^{-2}$	$2{,}5.10^{-2}$	3.10^{-4}
7	3Ch	4.10^{-2}	>1		3.10^{-4}		$2{,}5.10^{-4}$	4.10^{-3}	$2{,}5.10^{-4}$	$2{,}5.10^{-3}$	$1{,}5.10^{-2}$	3.10^{-4}
8	4Ch	6.10^{-2}	7,16*	3.10^{-4}				3.10^{-3}		$1{,}5.10^{-3}$		$2{,}5.10^{-3}$
9	5Ch	$1{,}3.10^{-1}$	16,12*				3.10^{-4}	3.10^{-3}		3.10^{-3}	$2{,}5.10^{-2}$	1.10^{-4}
10	1S	5.10^{-3}	2.10^{-2}		$2{,}7.10^{-4}$		3.10^{-4}	3.10^{-3}		$2{,}7.10^{-3}$	$2{,}5.10^{-2}$	$1{,}5.10^{-3}$
11	2S	3.10^{-3}	2.10^{-2}		3.10^{-4}		3.10^{-4}	3.10^{-3}		$1{,}3.10^{-3}$	$2{,}7.10^{-2}$	$1{,}5.10^{-3}$
12	3S	$1{,}1.10^{-2}$	5.10^{-1}		$2{,}3.10^{-4}$		3.10^{-4}	3.10^{-3}		$1{,}1.10^{-3}$	3.10^{-2}	9.10^{-4}
13	4S	6.10^{-2}	3.10^{-3}		3.10^{-4}		3.10^{-4}	3.10^{-2}		$1{,}1.10^{-2}$	$2{,}3.10^{-2}$	3.10^{-4}
14	1H	2.10^{-1}	$6{,}5.10^{-2}$		3.10^{-4}	3.10^{-4}	3.10^{-4}	3.10^{-3}		1.10^{-2}	$1{,}3.10^{-2}$	9.10^{-4}
15	2H	9.10^{-2}	$4{,}5.10^{-2}$		3.10^{-4}	$2{,}5.10^{-4}$	$2{,}7.10^{-4}$	4.10^{-3}		1.10^{-2}	$2{,}7.10^{-2}$	$1{,}5.10^{-3}$
16	3H	$1{,}7.10^{-2}$	2.10^{-2}	3.10^{-4}	3.10^{-4}	3.10^{-4}	3.10^{-4}	3.10^{-3}		$2{,}5.10^{-2}$	$2{,}5.10^{-2}$	5.10^{-3}
17	4H	2.10^{-1}	$1{,}5.10^{-2}$	3.10^{-4}	3.10^{-4}	3.10^{-4}	3.10^{-4}	3.10^{-3}		$1{,}1.10^{-2}$	3.10^{-2}	5.10^{-3}
18	1T	6.10^{-2}	$4{,}5.10^{-2}$				3.10^{-4}	$6{,}5.10^{-3}$		$1{,}1.10^{-3}$	3.10^{-2}	3.10^{-4}
19	2T	5.10^{-2}	3.10^{-2}		3.10^{-4}		3.10^{-4}	6.10^{-3}		1.10^{-2}	3.10^{-2}	3.10^{-4}
20	Tc	$1{,}5.10^{-2}$	$2{,}3.10^{-2}$	3.10^{-4}	3.10^{-4}	3.10^{-4}	3.10^{-4}	$3{,}5.10^{-3}$		3.10^{-3}	$1{,}5.10^{-2}$	$2{,}5.10^{-3}$
21	Jb	$2{,}3.10^{-2}$	1.10^{-2}							3.10^{-3}		$1{,}5.10^{-2}$
22	St	$1{,}5.10^{-3}$	2.10^{-1}				3.10^{-4}			1.10^{-3}	3.10^{-2}	$2{,}5.10^{-3}$
23	Nd	$1{,}5.10^{-3}$	9.10^{-1}		3.10^{-4}		3.10^{-4}	$2{,}7.10^{-3}$		1.10^{-3}	$1{,}5.10^{-2}$	3.10^{-2}
24	Hd	$5{,}3.10^{-2}$	3.10^{-2}		3.10^{-4}		3.10^{-4}	$5{,}5.10^{-2}$		$1{,}7.10^{-3}$		$2{,}3.10^{-2}$
25	Mr	$2{,}3.10^{-2}$	$2{,}3.10^{-2}$		$2{,}7.10^{-4}$		$2{,}7.10^{-4}$	7.10^{-1}		$2{,}5.10^{-3}$	$2{,}7.10^{-2}$	$1{,}5.10^{-2}$
26	P	5.10^{-1}	$1{,}5.10^{-1}$	3.10^{-4}	$1{,}3.10^{-4}$	$3{,}5.10^{-4}$	$1{,}7.10^{-3}$			$1{,}7.10^{-1}$	$1{,}7.10^{-2}$	$1{,}3.10^{-2}$

* Date gravimetrice

Foarte utile sînt analizele ATD executate pe fracțiunea insolubilă în acid acetic a probelor cu care s-au pus în evidență minerale ale căror efecte termice nu au putut apărea sau au apărut foarte slab și încert pe curbele probelor totale.

Calcarele tortoniene

Copăceni. S-a efectuat analiza a patru orizonturi (1C, 2C, 3C, 4C). Curbele ATD al celor patru orizonturi sînt în linii mari asemănătoare (fig. 20). În curba dată de orizontul 2C apare pe lîngă efectul endoterm al calcitului și un efect endoterm foarte slab și incert al aragonitului. La proba 3C mai apare și efectul endoterm al cuarțului.

Săndulești. Curbele obținute din cele patru orizonturi pe lîngă o asemănare mai arată și o slăbire treptată a efectelor endoterme ale montmorillonitului și ale dolomitului înspre orizontul inferior (4S), la care pe lîngă efectul endoterm al calcitului nu apare decît foarte slab efectul termic al dolomitului. Pe curbele ATD ale fracțiunii insolubile efectele termice ale dolomitului și montmorillonitului apar bine conturate.

Cheia. Primele trei curbe (1Ch, 2Ch, 3Ch) se aseamănă între ele cu mica diferență că la proba 1Ch apar foarte slab efectele dolomitului și montmorillonitului. Curbele date de orizonturile 4Ch și 5Ch sînt asemănătoare, avînd în afara efectului termic al calcitului încă două efecte termice bine distincte : al gipsului și al cuarțului.

Curbele date de fracțiunea insolubilă prezintă efectele endoterme ale dolomitului (slab), beydellitului (?), gipsului și cuarțului. În legătură cu analizele ATD trebuie să menționăm că încălzirea s-a făcut numai pînă la 1 100°C și cu aceasta se explică lipsa efectului termic al celestinei sau a stronțianitului care se găsesc în rocă și din fracțiunea insolubilă ar putea fi puse în evidență cu această metodă.

Calcarele eocene

Hodiș. Din studiul curbelor ATD ale probelor notate cu H se poate constata că ele sînt dolomite. Proba 3H mai prezintă încă un efect termic corespunzînd cuarțului. Curbele date de materialul insolubil arată o creștere a efectului termic al montmorillonitului spre orizonturile inferioare. La orizontul 4H se observă un efect incert care probabil se datorește cuarțului. Proba notată cu Hd arată un efect al dolomitului și al cuarțului. În fracțiunea insolubilă se constată un efect slab al dolomitului și unul accentuat al cuarțului.

Morlaca. Curba ATD a calcarului de la Morlaca arată un efect slab al cuarțului și unul ceva mai accentuat al dolomitului, pe lîngă efectul calcitului. Fracțiunea insolubilă pune în evidență un efect termic corespunzînd dolomitului și unul mai accentuat al cuarțului.

Jebuc, Stana, Nadășa și Totelec. Curbele ATD ale probelor din aceste ocurențe sînt asemănătoare cu efectele termice ale calcitului și

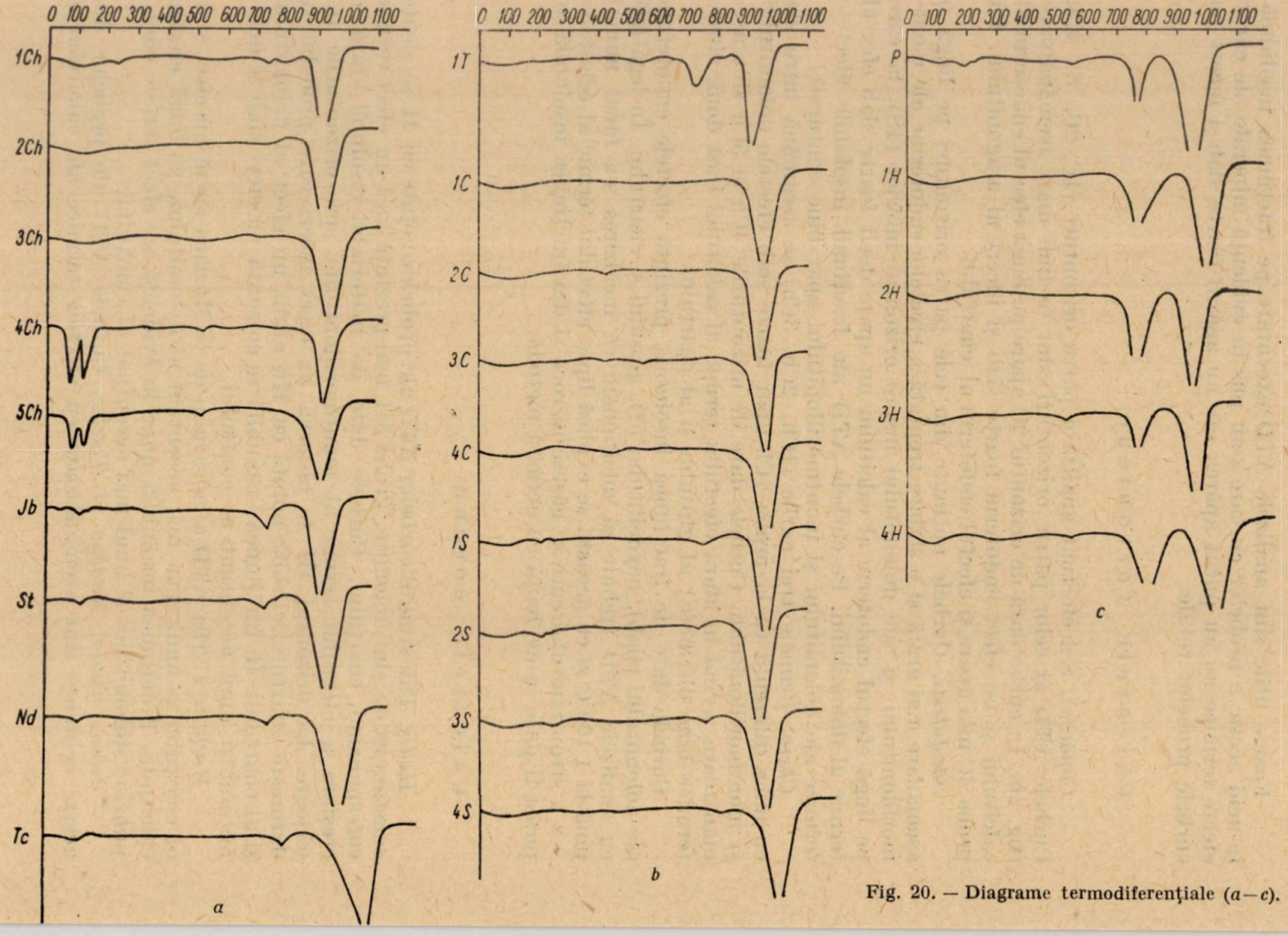


Fig. 20. — Diagrame termodiferențiale (a—c).

dolomitului la toate probele, ale montmorillonitului la Jebuc și ale beydellitului la restul ocurențelor. În fracțiunea insolubilă apar aceleași efecte endoterme numai că mult mai accentuate.

Poptelec. Pe curbe apare clar efectul termic al montmorillonitului pe lîngă cel al dolomitului și calcitului, respectiv cîteva efecte incerte care nu au fost reprezentate. În fracțiunea insolubilă, pe lîngă efectele amintite mai sus mai apar efectele termice ale gipsului și ale cuarțului. Din curbă se poate constata că roca de la Poptelec este un dolomit.

Treznea. Curba dată de proba 1T prezintă pe lîngă efectul termic al calcitului un efect termic al dolomitului, iar cea a probei 2T pe lîngă efectul termic al calcitei și dolomitului mai prezintă încă un efect termic corespunzător montmorillonitului. În fracțiunea insolubilă apar aceleași efecte, însă mai accentuat.

3. STUDIUL ROENTGENOGRAFIC

Analiza roentgen s-a efectuat cu metoda pulberilor, utilizînd o cameră cu diametrul de 57,3 mm și un anticatod de cupru. Analizele roentgen s-au făcut tot pe orizonturi. Au fost analizate atît roca integrală, cît și fracțiunea insolubilă în acid acetic. În afară de aceasta s-au mai făcut analize și asupra fracțiunii insolubile, respectiv a pulberii integrale separate cu lichide grele.

Calcarele tortoniene. Din studiul roentgenografic al probelor integrale se poate constata că în afară de spectrele calcitei mai apar și alte spectre. La Copăceni apar spectrele celestinei mai slab (2C) sau mai accentuat (4C), spectrele gipsului (2C, 3C și 4C), respectiv ale baritinei și cuarțului (3C). La Cheia, în orizonturile superioare pe lîngă calcită mai apar spectrele celestinei, reprezentată de numai cîteva spectre (2Ch, 3Ch). În orizontul 4Ch și 5Ch apar celestina, stronțianitul (cu puține spectre) și gipsul.

Analiza roentgenografică a fracțiunii de rocă separată cu lichide grele a pus în evidență aragonitul, witheritul și stronțianitul, de asemenea au apărut și spectrele calcitei separate împreună cu aragonitul. În orizonturile 1C, 1S, 2S, 3S și 1Ch aragonitul lipsește.

În roentgenograma fracțiunii insolubile în acid acetic au apărut spectrele dolomitului, siderituli și cuarțului, pe lîngă alte spectre care nu au putut fi identificate (rămășițe de material argilos).

Calcarele eocene. Dat fiind că rocile de la Hodiș (H) și Poptelec sînt dolomite, rezultatele obținute pentru aceste probe nu le vom prezenta.

Analizele roentgen ale calcarelor bituminoase de vîrstă eocenă arată că, pe lîngă spectrele calcitului, mai apar destul de viguros spectrele dolomitului (cu excepția probei Hd), respectiv ale cuarțului. În afară de aceste minerale, la Morlaca și Hodiș apar spectrele cerusitului și aragonitului în fracțiunea separată cu lichide grele (Mr și Hd). Prezența aragonitului în aceste probe este însă sub semn de întrebare, deoarece liniile aragonitului se suprapun într-o oarecare măsură cu ale cerusitului. În restul ocurențelor (Jb, St, Nd, Tc) lipsește aragonitul, iar în roentgenograma dată de fracțiunea insolubilă pe lîngă dolomit mai apar spectrele cuarțului și gipsului.

Din studiul rezultatelor analizelor roentgen reiese că nu s-au găsit alte minerale care să nu fi fost puse în evidență cu celelalte metode de analiză fizică și chimică, dată fiind sensibilitatea metodei de analiză care nu permite evidențierea sigură și precisă a combinațiilor cu o concentrație mai mică decît circa 2% din probă. Totuși analizele roentgen ne furnizează date de completare și control ale celorlalte analize, contribuind prin aceasta la determinarea formei minerale în care se găsesc elementele componente ale rocilor studiate.

4. STUDIUL RADIOLOGIC

Cercetările mai noi în legătură cu geochimia unor elemente radioactive — mai ales a uraniului și toriului — au arătat o legătură strînsă între materialul organic și acumularea elementelor radioactive în ciclul sedimentar. Astfel I. A. Bregger și M. Dull (3) au arătat că materia organică a viețuitoarelor marine adsoarbe uraniul în cantități relativ mari. Aceeași acțiune a planctonului mort a fost menționată și de alți autori, scoțîndu-se în evidență rolul substanței organice ca factor prin intermediul căruia uraniul precipită din apa mării. Cercetările lui J. Kenneth și A. Bell (17) au scos în evidență rolul oxigenului și bioxidului de carbon în adsorbția uraniului și au stabilit că în medii apoase bogate în oxigen și bioxid de carbon adsorbția uraniului scade.

Toate aceste cercetări atestă o strînsă legătură între substanța organică și fixarea uraniului în ciclul sedimentar.

Cercetările mai recente ale lui M. P. Gabinet (4) asupra unor roci bituminoase pun la îndoială acest paralelism dintre substanța organică și radioactivitatea rocilor studiate. Într-un tabel ((4) p. 259) se prezintă conținutul în carbon organic și radioactivitatea rocilor studiate, din care într-adevăr reiese că nu există nici un fel de paralelism. În legătură cu acest tabel trebuie să menționăm că, din păcate, nu se arată ce reprezintă și cum s-au obținut valorile de radioactivitate relativă din ultima coloană a tabelului. Din acest motiv valorile nu pot fi folosite pentru comparație. Necunoscînd condițiile de determinare a radioactivității rocilor studiate de Gabinet, nu ne putem exprima asupra justeței concluziilor trase.

Noi am studiat calcarele bituminoase, respectiv cele cîteva dolomite, și din punctul de vedere al radioactivității, însă datorită faptului că cantitatea de substanță organică nu este un criteriu unic în clasificarea calcarelor bituminoase nu am făcut analize pentru carbonul organic.

Calcarele bituminoase s-au studiat pe orizonturi, cu excepția acelor strate unde grosimea a fost prea mică. În tabelul nr. 3 sînt prezentate rezultatele studiului nostru asupra radioactivității rocilor. Studiul radiațiilor γ s-a făcut cu un tub GM VEB Vakutronic Typ VA-Z 113 la o tensiune de 1 000 V. Studiul radiațiilor β a fost efectuat cu un tub Lockenzähler VEB Vakutronic Typ VA-Z 320 la o tensiune de 1 250 V. În tabelul nr. 3 radioactivitatea este dată în valori relative (radioactivitatea rocii minus fondul cosmic) și reprezintă numărul impulsurilor, respectiv numărul particulelor pe secundă. Măsurătorile au fost repetate de 5 ori,

iar între măsurători cea mai mare diferență a fost de ordinul $\pm$ 0,0002 imp./s. Rocile au fost studiate sub forma de pulbere omogenizată.

Tabelul nr. 3

Rezultatele măsurătorilor asupra radioactivității probelor cercetate

Proba	γ (imp./s)	β (part./s)	Proba	γ (imp./s)	β (part./s)
1C	0,248	0,209	1H	0,220	0,058
2C	0,224	0,133	2H	0,084	0,146
3C	0,116	0,120	3H	0,079	0,001
4C	0,087	0,085	4H	0,141	0,008
1S	0,204	0,079	1T	0,091	0,066
2S	0,166	0,091	2T	0,166	0,088
3S	0,133	0,054	Hd	0,224	0,070
4S	0,241	0,052	Mr	0,208	0,041
1Ch	0,225	0,122	Nd	0,152	0,092
2Ch	0,154	0,104	Tc	0,113	0,075
3Ch	0,145	0,168	Jb	0,121	0,112
4Ch	0,195	0,062	St	0,103	0,054
5Ch	0,263	0,158	P	0,081	0,066

Din tabelul nr. 3 se poate vedea că în general activitatea radiațiilor γ scade de sus în jos, ceea ce arată o acumulare a elementelor radioactive în orizonturile superioare.

La Copăceni scăderea intensității se poate observa clar. La Săndulești se poate remarca o revenire a intensității radiațiilor γ în orizontul 4S. După cum am văzut încă la prezentarea analizelor chimice și la descrierea petrografică, roca din nivelul 4S diferă categoric de restul nivelelor. La Cheia intensitatea radiațiilor γ scade pînă la orizontul 3, iar de la orizontul 4 valoarea intensității crește din nou. În coloana stratigrafică însă s-a arătat că orizontul 4Ch este un banc cu conținut de gips, deci diferă chiar și din punct de vedere petrografic de orizonturile superioare. Orizontul 5Ch este separat de orizontul 3Ch prin nivelul 4Ch. În concluzie, orizonturile 4Ch și 5Ch sînt roci formate în alt ciclu de sedimentare decît orizonturile superioare. Același lucru îl putem spune și despre dolomitul de la Hodiș, unde sub orizontul 1H urmează orizonturi tot mai friabile, iar orizontul 4H este un dolomit cu consistență asemănătoare orizontului 1H.

În ceea ce privește valorile radiațiilor γ, acestea în orizonturile superioare se mențin la valoarea în jur de 0,2 imp./s (1C, 1Ch, 1S, 1H, Hd, Mr) și în jurul a 0,1 imp./s pentru restul probelor cercetate. În orizonturile inferioare această valoare după cum am văzut scade. Sînt însă și excepții. Astfel valoarea maximă a radiațiilor γ a fost observată tocmai la orizontul 5Ch de la Cheia.

Intensitatea radiațiilor β este în general mai mică decît a celor γ în orizonturile corespunzătoare. Nu se poate constata o scădere a intensității radiațiilor β spre orizonturile inferioare. Raportul imp. γ/part. β/s (tabelul nr. 4 și fig. 21) ne arată că valoarea intensității radiațiilor β este mai mare decît a celor γ în trei orizonturi (3C, 3Ch și 2H). Valoarea mare

a raportului la 4H, 3H, 4S, 4Ch şi 1Ch ne arată că diferenţe maxime se observă la orizonturile superioare şi la cele inferioare şi că în general unei valori maxime ale radiaţiilor γ îi corespund valori mici de radiaţii β şi

Tabelul nr. 4

Raportul imp. γ/part. β

Proba	Raportul imp. γ/part. β/s	Proba	Raportul imp. γ/part. β/s
1C	1,1	1S	2,5
2C	1,7	2S	1,8
3C	0,9	3S	2,4
4C	1,00	4S	4,6
1Ch	1,8	1H	3,8
2Ch	1,4	2H	0,6
3Ch	0,8	3H	7,9
4Ch	3,0	4H	17,0
5Ch	1,8		

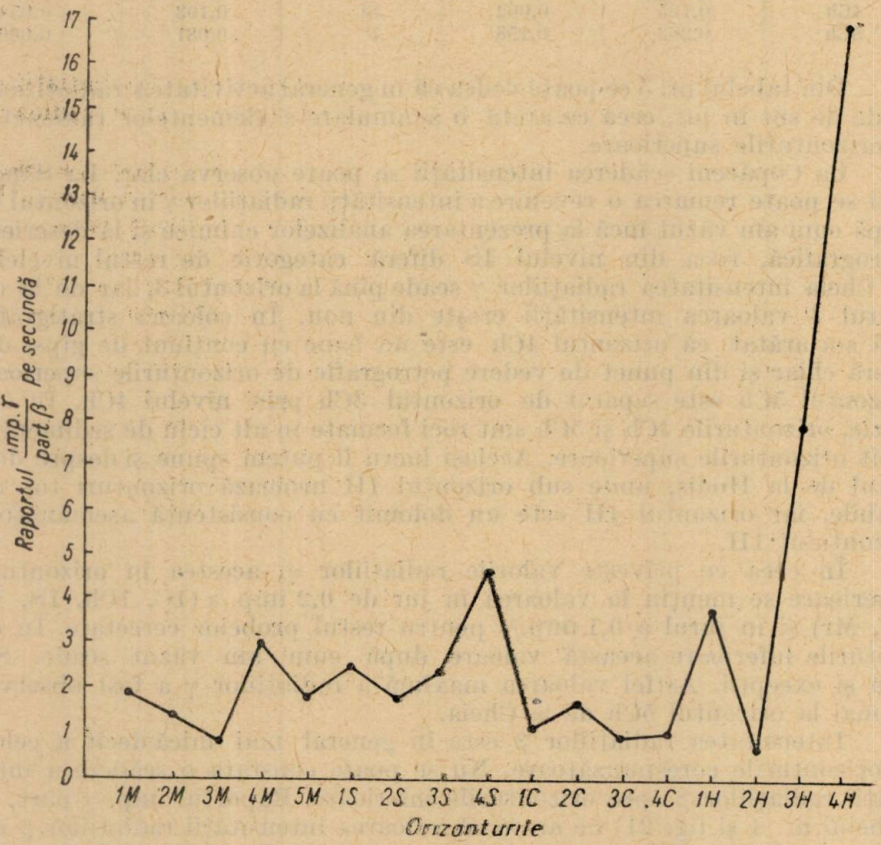


Fig. 21. — Valorile raportului imp. γ/part. β/s (1 — 5M = 1 — 5Ch).

invers, excluzîndu-se astfel orice paralelism între intensitățile acestor două feluri de radiații.

Dacă intensitatea mare a radiațiilor γ reprezintă încheierea unui ciclu de sedimentare (orizontul superior), cu ajutorul analizelor radiologice s-ar putea determina ritmul de sedimentare în interiorul unor bancuri de calcare chiar dacă aparent ele par să fie omogene. Dacă această regularitate se va putea dovedi și la alte tipuri de roci carbonatate, s-ar putea elabora o metodă sensibilă pentru orizontarea radiologică a calcarelor, metodă care ar furniza date prețioase la stabilirea condițiilor de formare a calcarelor pe întreaga perioadă de sedimentare a lor. O sarcină de viitor ar fi studiul compoziției izotopice pe nivele, care ar deschide perspective noi în cercetarea rocilor carbonatate.

Din studiul prezentat asupra radioactivității calcarelor bituminoase a reieșit clar că substanța radioactivă se acumulează în orizonturile superioare care reprezintă faza finală a unui ciclu de sedimentare a bancului; mediul în care s-au format reprezintă în același timp și încheierea unor condiții biotopice pentru unele vietăți legate de aceste condiții, deci și o mortalitate accentuată a lor. Acumularea mai masivă a acestor resturi va duce și la o îmbogățire în orizonturile superioare a substanței organice, respectiv a elementelor radioactive legate de ele. Considerăm acest fapt ca un argument în plus pentru justețea constatărilor lui Bregger, Dull, Kenneth și Bell.

Dată fiind cantitatea mică a elementelor radioactive, nu am putut să determinăm sursa radiațiilor.

INTERPRETAREA GEOCHIMICĂ A DATELOR DE ANALIZE

Pentru a se studia migrațiunea elementelor, precum și condițiile de formare a calcarelor studiate este necesar ca mai întîi să se prezinte pe scurt analiza mineralogică a materialului cercetat.

Din studiul nostru asupra calcarelor bituminoase din NV Bazinului Transilvaniei s-a constatat că elementele constitutive cele mai importante se găsesc sub formă de carbonați (Ca, Mg, Mn, (?), Fe, Cu (?), Sr, Ba etc.), oxizi și hidroxizi (Mn, Ti etc.), fosfați (Ca), sulfați (Ca, Sr, Ba etc.), sulfuri (Pb, Ag, Fe, Zn, Cu etc.) și elemente native (S). Din rezultatele analizelor chimice se poate deduce că apar multe elemente care în calcare nu sînt reprezentate ca minerale independente; aceste elemente minore în majoritatea cazurilor sînt incluse în rețeaua mineralelor comune. Mineralele cele mai comune determinate cu ocazia analizelor fizico-chimice sînt:

Calcitul și dolomitul, care au o răspîndire generală, și aragonitul, care a fost pus în evidență în calcarele bituminoase de lîngă Turda și cele de la Morlaca și Hodiș. Separînd cu lichide grele materialul zdrobit, s-a putut pune în evidență aragonitul și în alte ocurențe. Este foarte probabil că aragonitul să aibă o răspîndire mult mai mare în calcare decît s-a considerat pînă în prezent. Aceste observații se referă mai ales la calcarele cu conținut relativ mare în stronțiu. Atît cercetările lui N. V. Belov (2), cît și ale noastre (13) au arătat că stronțiul are un

rol important în cristalizarea aragonitului. Aragonitul din calcare are o mare importanță și datorită conținutului de multe elemente captate în rețeaua lui.

Gipsul apare atît sub forma unor cristale transparente formate ulterior în goluri și crăpături, cît și sub forma de concrețiuni (8) de gips alabastru inclus în orizonturile inferioare ale calcarelor bituminoase (Cheia, Copăceni).

Apatitul s-a găsit sporadic fie sub formă de cruste fosforitice, fie ca un component al reziduului insolubil.

Celestina (14) formează cristale bine dezvoltate, care se găsesc în golurile și crăpăturile calcarelor studiate.

Stronțianitul a fost pus în evidență în fracțiunea insolubilă în acid acetic și în fracțiunea separată cu lichide grele.

Baritina formează o zonă mineralizată groasă de circa 30—40 cm în partea inferioară a calcarelor bituminoase de la Copăceni.

Witheritul a fost pus în evidență în fracțiunea insolubilă și în cea separată cu lichide grele.

Mineralele argiloase au fost puse în evidență în reziduul insolubil al probelor.

Cuarțul se găsește în concrețiunile de gips alabastru din calcarul de la Copăceni și Cheia (8). Tot aici apar calcedonia și opalul. Calcedonia apare sub formă de concrețiuni în gipsul alabastru sau concrețiuni reniforme în calcar.

Pirita și limonitul se găsesc în toate ocurențele cercetate fie sub forma unor cristale hexaedrice, fie sub forma unor agregate limonitizate.

Vivianitul apare în calcarul de la Hodiș sub formă de mici cuibușoare pămîntoase albastre.

Galena sub formă de agregate se găsește în partea superioară a bancului de calcar de la Morlaca și Hodiș, unde s-a mai pus în evidență atît cerusitul (16), cît și anglezitul.

Blenda (16) apare în calcarul de la Morlaca, dar numai în fracțiunea insolubilă, ceea ce nu a permis determinarea poziției ei în interiorul stratului.

Dat fiind faptul că aceste calcare studiate formează bancuri cu o poziție în general orizontală, studiul fizico-chimic al eșantioanelor colectate pe orizonturi a permis efectuarea unei orizontări geochimice. Astfel la Copăceni se poate constata o îmbogățire mai accentuată a orizonturilor superioare în elemente radioactive, o îmbogățire relativă a bariului în orizontul 3C și o îmbogățire în stronțiu sub orizontul 4C (aici există chiar un zăcămînt de celestină gros de circa 30—40 cm).

În masa calcarului de la Copăceni, Ca, Ba, Fe, Al, Sr, Mg și Si au o răspîndire generală. Trebuie să menționăm că nu este vorba de o contradicție, deoarece atît Sr, cît și Ba sînt răspîndite mai mult sau mai puțin uniform în calcare, alcătuind un fond obișnuit pentru aceste elemente. În afară de această cantitate răspîndită uniform există zone cu cantități mai mari de Sr și Ba decît fondul. Deci zonalitatea la Copăceni este următoarea: orizontul superior este mai bogat în elemente radioactive în raport cu orizonturile inferioare, apoi există o zonă mai bogată în bariu și mai jos o zonă mai bogată în stronțiu. La Morlaca zonalitatea

se manifestă printr-un conținut mai ridicat în P și Pb în orizonturile superioare (16). Acumularea fosforului în orizonturile superioare arată că aici a fost un aport mai mare în substanță organică. Faptul că și plumbul se acumulează în orizonturile superioare arată că el a fost legat de substanțe organice și a fost fixat de către organisme. De altfel conținutul în plumb al organismelor marine este cunoscut.

Explicația zonalității constatate este următoarea. Calcarele organogene prin intermediul organismelor marine s-au îmbogățit cu o serie de elemente a căror concentrație în apa marină este relativ mică. Într-o lucrare privind geneza celestinei sedimentare (14), s-a arătat rolul neobișnuit de mare al organismelor marine cu cochilia din aragonit în fixarea stronțiului în calcare. În aragonit însă, pe lîngă stronțiu se mai găsește și Ba, respectiv Pb, ca substituții izomorfe. Este normal ca atît Sr, cît și Ba, respectiv Pb, cu aglomerarea resturilor scheletice și formarea calcarelor să se integreze în această rocă. Acest conținut de Sr, Ba și Pb dispers în calcare formează fondul (bineînțeles pentru aceste elemente) și va fi sursa primară a multor minerale secundare formate cu ocazia dia- și epigenezei (celestină, baritină, galenă etc.). Cu această ocazie Sr, Ba și Pb în calcare se individualizează mai ales sub formă de sulfați (14). Eliberîndu-se din rețeaua aragonitului (dizolvarea aragonitului sub acțiunea apei cu conținut de CO_2), aceste elemente vor începe migrațiunea lor în calcare. Migrațiunea va fi diferită la plumb față de stronțiu și bariu. Plumbul, datorită faptului că sub acțiunea H_2S rezultat din descompunerea substanței organice precipită ușor, apoi prin oxidarea galenei se transformă în anglezit greu solubil, rămîne prins în apropierea sursei primare. Cu toată greutatea atomică mare, plumbul deci, nu va migra spre orizonturile inferioare, ci se va acumula în orizonturile superioare. Cu totul altfel se comportă Sr și Ba, care sînt solubilizați sub formă de bicarbonați și descind în orizonturile inferioare, unde sub acțiunea soluțiilor apoase cu conținut de gips se fixează sub formă de celestină și baritină, formînd orizonturi bine distincte în calcar.

Dacă luăm în considerare greutatea atomică a celor două elemente, vom constata o inversare, și anume Ba cu greutatea atomică mai mare se află deasupra zonei mineralizate cu celestină, adică deasupra Sr. Greutatea atomică însă este numai unul dintre factorii care dirijează migrarea elementelor; valorile de electronegativitate ale Sr (1,0) și Ba (0,9) explică precipitarea mai repede a Ba în cazul întîlnirii unei soluții descendente de bicarbonat de Ba, respectiv de Sr, cu soluții conținînd sulfat de calciu, conform ecuației schematice:

$$Ba(HCO_3)_2 + CaSO_4 \longrightarrow BaSO_4 + CaCO_3 + H_2O + CO_2$$

Această constatare mai este confirmată și de diferența de solubilitate a $BaSO_4$ și $SrSO_4$ Astfel se explică de ce baritina formează o zonă mineralizată care se găsește deasupra zonei de celestină.

Cu toate că calcitul este un element major și participă la formarea masei principale a rocii, totuși se poate observa migrațiunea mai redusă a lui. Prin dizolvarea calcitului și aragonitului o parte a calciului va descinde în soluții apoase spre orizonturile inferioare, unde precipită fie

sub formă de gips secundar format sub acţiunea acidului sulfuric rezultat din oxidarea sulfurilor din calcare :

$$Ca(HCO_3)_2 + H_2SO_4 \longrightarrow CaSO_4 \cdot H_2O + 2CO_2 \quad (1)$$

fie sub formă de calcită secundară. Calcita secundară se poate forma pe două căi. Evaporarea solventului :

$$Ca(HCO_3)_2 \longrightarrow CaCO_3 + H_2O + CO_2 \quad (2)$$

sau interacţiunea dintre bicarbonatul de Sr sau de Ba şi soluţiile apoase (14):

$$Sr(HCO_3)_2 + CaSO_4 \longrightarrow SrSO_4 + CaCO_3 + H_2O + CO_2 \quad (3)$$

Lipsind minerale independente, nu s-a putut urmări migraţiunea în calcare a elementelor : Co, Ni, Ga, As, Ag şi Ti.

În concluzie se poate constata că, în raport cu numărul elementelor semnalate în calcarele bituminoase din NV-ul Bazinului Transilvaniei, numărul mineralelor este destul de redus, dar mai mare în comparaţie cu alte calcare organogene.

Din punctul de vedere al capacităţii de acumulare a elementelor în calcarele bituminoase şi al frecvenţei lor în diferite orizonturi (tabelul nr. 5), se pot stabili mai multe grupe de elemente.

Prima grupă este formată din As, Ag, Co, Ni şi Ga. Cantitatea acestor elemente este în jur de $3{,}10^{-4}\%$. Dintre aceste elemente Ni are o răspîndire generală, fiind prezent aproape în toate orizonturile cercetate, cu excepţia orizontului 4Ch şi Jb. După acest element ca frecvenţă urmează Ga, care lipseşte în 6 orizonturi (3C, 4Ch, 5Ch, 1T, Jb, St).

Elementele din grupa a II-a (Cu, Ti cu răspîndire generală, Pb lipsind în orizonturile P, Jb, St) reprezintă o gamă mai mare de acumulare : $1{,}5.10^{-4}$—$7{,}10^{-1}\%$.

În grupa a III-a există un singur element : zincul, care are o răspîndire generală cu excepţia a 3 orizonturi : 4Ch, Hd şi Jb,variind între $1{,}3.10^{-1}$ şi $2{,}7.10^{-2}\%$.

O variaţie mai mare a cantităţii se poate observa la elementele din grupa a IV-a, unde conţinutul în aceste elemente este cuprins între 5.10^{-1} şi 4,36%. Ambele elemente din această grupă (Al, Ba) au o răspîndire generală.

Grupa a V-a cuprinde un singur element (Fe) cu răspîndire generală şi un conţinut de 0,1—2,75%.

Elementele din grupa a VI-a (Si, Mn) au de asemenea răspîndire generală şi o capacitate de acumulare destul de mare (0,91—15,97%).

În grupa a VII-a există un singur element (Sr) cu răspîndire generală şi o capacitate de acumulare foarte variată (3.10^{-3}—16,12% ! !).

În grupa a VIII-a Ca şi Mg au o răspîndire generală şi o capacitate de acumulare foarte mare (1—80%).

Pe baza analizelor fizico-chimice prezentate se pot trage şi unele concluzii în legătură cu mediile de formare ale calcarelor.

Faptul că calcarele bituminoase sînt alcătuite în majoritate din carbonaţi ne arată clar că s-au format într-un mediu oxidant, însă bogăţia mare de minerale şi elemente — în raport cu alte calcare — ne demon-

strează că acestea s-au format dintr-un mediu oarecum diferit de calcarele obișnuite. Un factor decisiv în geneza și comportarea ulterioară a calcarelor în formare este substanța organică. Pe lîngă faptul că această sub-

Tabelul nr. 5

Frecvența elementelor în orizonturi

Nr. crt.	Elementul	Frecvența în orizont %	Nr. orizonturilor în care a apărut	Frecvența elementelor în scoarță (Vinogradov) g/t
1	Ca	100	26	36 000
2	Mg	100	26	21 000
3	Al	100	26	88 000
4	Si	100	26	276 000
5	Fe	100	26	51 000
6	Mn	100	26	900
7	Ba	100	26	57
8	Sr	100	26	400
9	Ti	100	26	6 000
10	Cu	100	26	100
11	Ni	92,3	24	80
12	Zn	88,4	23	50
13	Pb	88,4	23	16
14	Ga	76,9	20	15
15	Ag	23,1	6	0,1
16	As	23,1	6	5
17	Co	23,1	6	30

stanță organică este sursa multor elemente, descompunerea va asigura un mediu reducător. Deci materia organică din calcarele bituminoase are un rol dublu.

Este foarte probabil că o parte, dacă nu majoritatea elementelor urme din calcarele bituminoase, să provină chiar din materialul organic.

Al doilea rol al materialului organic reprezintă sursa H_2S care asigură un mediu reducător. Deci datorită H_2S în calcarele bituminoase se pot observa mai multe etape, mai multe medii de formare și acestea vor determina pe lîngă formarea diferitelor minerale și migrațiunea elementelor.

În prima etapă, în mediul oxidant se formează carbonați, hidroxizi, sulfați și alte minerale caracteristice acestui mediu. Aceste minerale vor forma masa rocii. În a doua etapă, determinată de descompunerea materiei organice în mediul reductor, elementele se comportă în mod diferit. Mineralele elementelor litofile în bună parte rămîn în combinațiile primului mediu, pe cînd cele calcofile se transformă în sulfuri. După consumarea substanței organice mediul a devenit din nou oxidant. Bineînțeles această succesiune a primului și a celui de-al doilea mediu nu poate fi concepută mecanic, deoarece în anumite locuri și în anumite condiții aceste două medii au putut să coexiste.

În al doilea mediu oxidant se vor produce cele mai importante schimbări dia- și epigenetice. Carbonații se dizolvă sub formă de bicar-

bonaţi şi elementele din aceştia vor migra spre orizonturile inferioare, unde prin diferite reacţii vor da naştere la diverşi sulfaţi.

Sulfurile însă se vor altera selectiv : pirita şi marcasita se alterează mai uşor, pe cînd galena se alterează mai greu, astfel că migrarea plumbului în această fază este redusă. Diferenţa dintre migrarea plumbului pe de o parte şi migrarea fierului pe de altă parte se explică şi prin produsele de alterare. Hidroxizii şi sulfatul de fier rezultaţi din alterarea piritei şi marcasitei sînt solubili în apă fie sub formă coloidală, fie sub formă de soluţii reale, astfel că, fierul va avea o mobilitate mai mare, pe cînd anglezitul format pe seama galenei datorită solubilităţii extrem de mici va bloca plumbul în imediata apropiere a sursei.

Restul elementelor vor migra în funcţie de forma în care se găsesc. Elementele captate în reţeaua mineralelor elementelor majore se pun în libertate cu ocazia alterării mineralului „gazdă" şi vor migra în funcţie de solubilitatea combinaţiilor în care s-au individualizat cu ocazia alterării. Această migraţiune a elementelor a determinat repartizarea lor în calcarele studiate şi care au fost puse în evidenţă de analizele fizico-chimice, pe orizonturi, ale calcarelor.

BIBLIOGRAFIE

1. Balogh E., *Die bituminösen Kalke und ihre Mineralien*, Mitt. a.d. Min. Geol., Samml. d. Siebenbürgischen Nationalmuseums, 1911, **I**.
2. Белов Н.В. и Бокий Г. Б., *Современное состояние кристаллохимии*, Докл. Акад. Наук СССР, 1954.
3. Бреггер И. А. и Дулл М., *Органическая геохимия урана*, Сб. Геол. атомн. и сырьевых материалов., 1956, **II**.
4. Габинет М. П., *О радиоактивности битуминозных пород мелилитовой серии*, Пробл. Геохимии, 1959, **I**.
5. Ilie Mircea, *Cercetări geologice în regiunea Cluj — Turda — Ocna Mureşului Aiud*, An. Inst. geol., 1952, **XXIV**.
6. Imreh I., *A new occurence of coelestine at Copăceni*, Földt. Közl., 1957, **87**, *1*.
7. — *Cristale de celestină de la Sănduleşti*, St. şi cerc. geol.-geogr., Acad. R.P.R., Filiala Cluj 1957, **VIII**, *1—2*.
8. Imreh J. u. Imreh G., *Coelestin-Kristalle aus Cheia*, N. Jb. Miner., 1959, *11/12*.
9. Imreh I. şi Imreh G., *Studii morfogenetice asupra cristalelor de baritină de la Copăceni*, St. şi cerc. geol., 1963, **VIII**, *1*.
10. — *Noua ocurenţă cu celestină de la Jebuc şi Stana*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", 1958, seria a II-a, **III**, *5*.
11. — *Celestina fibroasă de la Nadăşa*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", 1959, seria a II-a, *1*.
12. Imreh J. u. Imreh G., *Faser-Coelestin aus dem Gipslager von Totelec*, N. Jb. Miner., 1960, *10*.
13. Imreh I., *Noi date în legătură cu cristalizarea izomorfă a stronţianitului şi aragonitului*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", 1961, seria I, *1*.
14. Imreh I. şi Imreh G., *Contribuţii la studiul genezei celestinei sedimentare*, St. şi cerc. geol., 1961, **VI**, *2*.
15. Imreh I. şi Meszaros N., *Galena în orizontul Cetate de la Cluj*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", 1962, seria a II-a, *2*.
16. Imreh I., Meszaros N. şi Ionescu G., *Galena şi blenda în calcarele de la Morlaca şi Hodiş*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", 1963, seria geol.-geogr., *2*.
17. Кеннетх Ж. и Белл А., *Уран и торий в осадочных породах*, Сб., Ядерная Геол., 1956, **II**.

18. Koch A., *Die Tertiärbildungen der Siebenbürgischen Landesteile. Paläogen, Neogen*, Budapesta, 1894—1905.
19. Рухин Л. В., *Основы литологии*, Гостоптехиздат, Ленинград—Москва, 1953.
20. Savul M., Ababii V. și Jeanrenaud P., *Cercetări geochimice asupra calcarelor și dolomitelor din Carpații Orientali. II. Calcarele dolomitice și triasice din zona cristalino-mezozoică a Munților Hăghimaș*, St. și cerc. șt. Acad. R.P.R., Filiala Iași, 1955, **VI**, *3—4*.
21. Savul M. și Movileanu A., *Cercetări geochimice asupra calcarelor și dolomitelor din Carpații Orientali. III. Calcarele și dolomitele cristaline din cuprinsul cristalinului Bistriței*, St. și cerc. șt. Acad. R.P.R., Filiala Iași, 1955, **VI**, *3—4*.
22. Savul M. și Botez G., *Cercetări geochimice asupra calcarelor și dolomitelor din Carpații Orientali. I. Calcarele și dolomitele triasice din zona cristalino-mezozoică din reg. Suceava*, St. și cerc. șt. Acad. R.P.R., Filiala Iași, 1955, **VI**, *1—2*.
23. Savul M. și Ababii V., *Cuprul, zincul și plumbul ca elemente minore în calcarele și dolomitele din Carpații Orientali*, St. și cerc. șt. Acad. R.P.R., Filiala Iași (Chimie), 1956, **VII**, *1*.
24. Savul M. și Ianovici V., *Chimismul rocilor dolomitice de la Hunedoara*, St. și cerc. geol., 1959, **IV**, *1*.
25. Savul M. și Ianovici V., *Chimismul calcarelor și dolomitelor din Carpații Orientali*, St. și cerc. geol., 1959, **IV**, *1*.

Comitetul geologic și Universitatea „Babeș-Bolyai”, Facultatea de biologie-geografie.

Primită în redacție la 9 iulie 1964.

CHIMISMUL, DISTRIBUȚIA ȘI ROLUL ECONOMIC AL ROCILOR CARBONATICE CRETACICE DIN DOBROGEA DE SUD

III. ROCILE BARREMIENE DIN REGIUNEA ADAMCLISI, BĂNEASA ȘI SECTORUL POARTA-ALBĂ*

DE

ACADEMICIAN M. SAVUL, A. MOVILEANU, I. DONOS și M. DONOS

55(05)

Analiza chimică a rocilor carbonatice barremiene din Dobrogea pune în evidență existența în zona Adamclisi—Băneasa a unor roci calcaroase pure cu unele intercalații de calcare dolomitice sau dolomite, în timp ce în sectorul Poarta-Albă apar numai dolomite. Denumirea chimică a rocilor s-a făcut după apartenența acestora la una sau alta din celulele triunghiului Vișneakov. Spre deosebire de chimism, aspectul litologic al rocilor studiate variază în limite destul de largi. Diagramele de variație arată o remarcabilă constanță a condițiilor de sedimentare a depozitelor barremiene din regiunea Adamclisi—Băneasa. Chiar și dolomitele de la Poarta-Albă, deși prezintă caractere chimice ceva mai variate, s-au depus în condiții constante de sedimentare.

CONSIDERAȚII GENERALE

În continuarea studierii chimismului rocilor carbonatice din Dobrogea, autorii se ocupă în lucrarea de față de rocile de vîrstă barremiană care se găsesc răspîndite în partea de sud-vest a Dobrogii între localitățile

* Lucrare publicată și în „Revue roumaine de géologie, géophysique et de géographie — Série de géologie", 1965, **9**, *1* (în limba franceză).

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 2 p. 399—415 București 1964

Rasova — Beilic — Băneasa (Lacul Iortman) — Vălenii — Adamclisi (fig. 1 şi 2), precum şi în împrejurimile localităţii Poarta-Albă.

Cu geologia acestor depozite cretacice s-au ocupat K. Peters (7), V. Anastasiu (1), G. Macovei (4), (5), G. Macovei şi I. Atanasiu (6). Cele mai noi cercetări sînt datorite lui M. Chiriac[1] (2), (3).

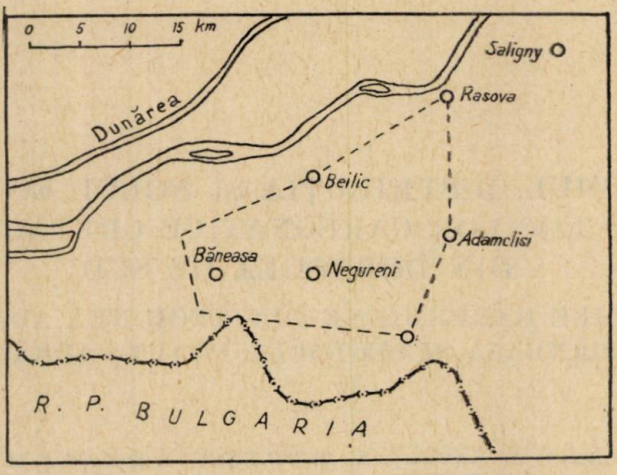


Fig. 1. — Schiţa perimetrului cercetat.

Din punct de vedere litologic, depozitele barremiene sînt alcătuite din două tipuri principale de roci : calcare şi dolomite.

Calcarele sînt foarte variate ca aspect. Se întîlnesc varietăţi de calcare moi, friabile, cu aspect cretos, făinos, care prin lovire se sfărîmă uşor ; calcare cu aspect grezos ; calcare organogene fragmentare uşor diagenizate ; calcare cu orbitoline ; calcare cu aspect mozaicat ; calcare diagenizate cu calcit avînd un aspect vermicular caracteristic ; calcare care prin alteraţie capătă un aspect nodulos sau rugos ; calcare cu aspect zaharoid mai larg cristalizate ; calcare foarte dure, cu spărtură aşchioasă sau chiar concoidală.

Culoarea calcarelor este de asemenea foarte variată, de la albă la cenuşie, gălbuie, galbenă, cafenie-gălbuie, roz, sidefie (dominante), verzuie etc.

În general, majoritatea calcarelor sînt bogate în microorganisme. În spărtură proaspătă se văd frumoase secţiuni prin testuri de foraminifere. Dolomitele apar mai uniforme. Culoarea lor prezintă variaţii : cenuşie, verde, cafenie-gălbuie, violacee, roşcată.

1 M. Chiriac, *Raport asupra zăcămintelor de diatomite şi argilite bentonitice de la Adamclisi, Zorile, valea Urluia, Şipote, Poienita, Tufani, Valea-Rea, Cetatea, Lespezi, Nastradin, Haţeg (reg. Dobrogea)*, Arh. Com. geol., 1955.

M. Chiriac, A. Cehlarov şi A. Perianu, *Raport asupra geologiei regiunii Canlia—Mîrleanu — Dobromiru-din-Deal — Rarişlea (reg. Dobrogea)*, Arh. Com. geol., 1958.

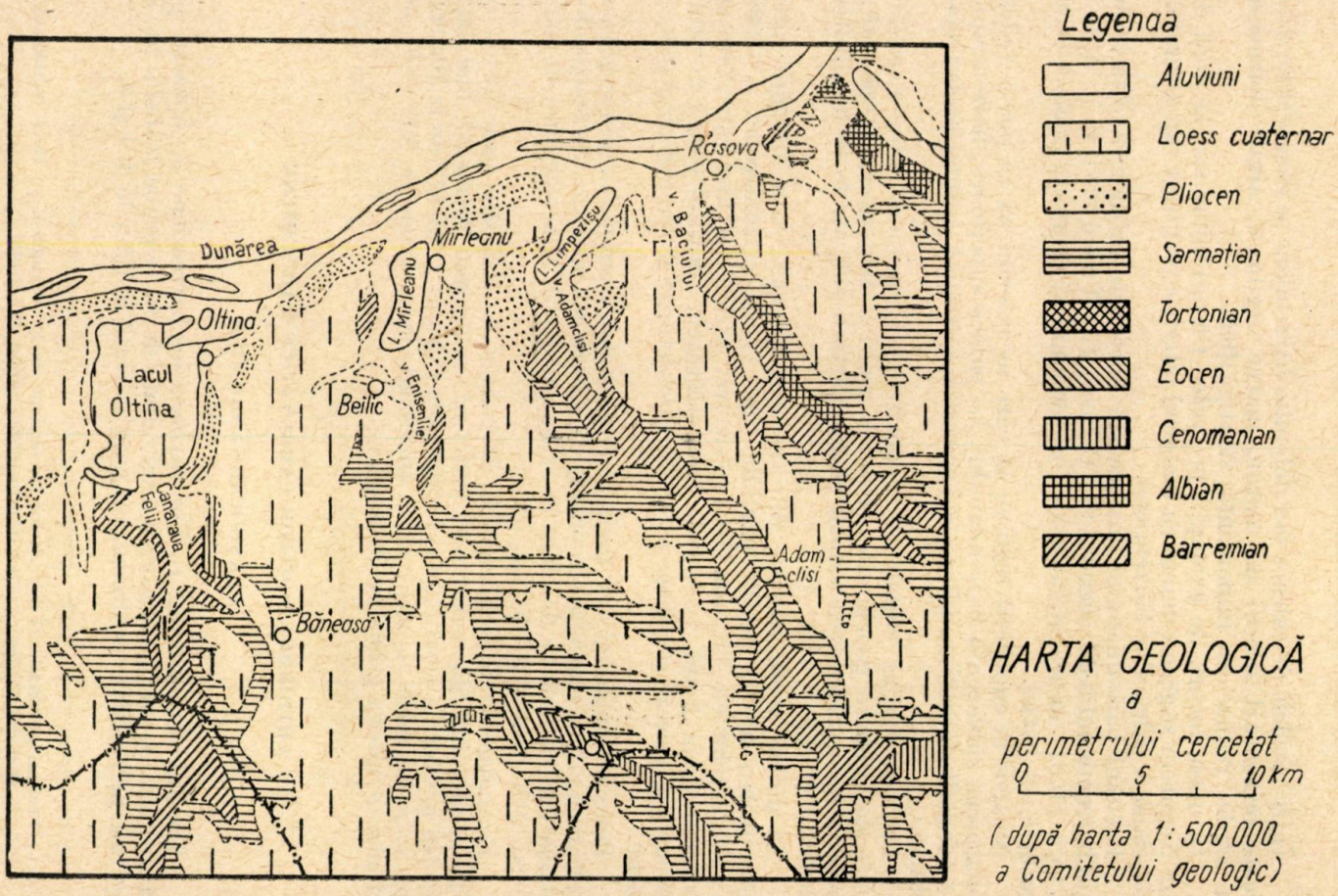

Legenda
Aluviuni
Loess cuaternar
Pliocen
Sarmatian
Tortonian
Eocen
Cenomanian
Albian
Barremian
HARTA GEOLOGICĂ
a
perimetrului cercetat
0 5 10 km
(după harta 1:500 000
a Comitetului geologic)
Dunărea
Oltina
Lacul
Oltina
Canaraua
Felii
Mîrleanu
L. Mîrleanu
Beilic
v. Enisenliei
L. Limpezișu
v. Adamclisi
v. Baciului
Răsova
Adam-
clisi
Băneasa

Fig. 2

Între nivelele de calcare sau dolomite barremiene se găsesc interstratificate orizonturi subţiri de marne, marne argiloase, argile marnoase sau argile, reduse ca importanţă stratigrafică.

În unele locuri, de exemplu pe valea Chioi-Ciojme sau la nord de satul Negureni se găsesc pungi cu material lateritic rezultate din alterarea subaeriană a calcarelor barremiene.

Faciesul barremianului din această parte este întrucîtva diferit de cel al barremianului din sectorul văii Carasu. G. Macovei şi I. Atanasiu (1931) au arătat că de aici barremianul ar prezenta unele treceri spre faciesul batial.

Nicăieri în cuprinsul regiunii la care ne referim nu se poate vedea formaţiunea subiacentă barremianului. La partea superioară, barremianul este acoperit de apţian, albian, cenomanian, tortonian, sarmaţian sau loess cretacic.

Pentru studiul chimic al depozitelor barremiene s-au executat profile de probare geochimice. Primul profil a fost executat pe valea Sipote, prin suprapunerea a două profile parţiale ridicate între localitatea Adamclisi şi Sipote (fig. 3).

Al doilea profil sintetic din sectorul Băneasa este întocmit prin suprapunerea a trei profile parţiale (fig. 4). Ca orizont-reper a servit cel al calcarelor cu *Nerinea*. Toate cele trei profile au fost executate pe valea Canaraua Fetei, la sud de lacul Iortman. Profilul este constituit exclusiv din calcare organogene. Peste calcare apar nisipurile glauconitice albiene.

Pentru comparaţie cu faciesul depozitelor barremiene din regiunea văii Carasu, a fost executat un profil de probare geochimică a formaţiunilor carbonatice barremiene deschise în cariera „Spicul" din marginea de nord a localităţii Poarta-Albă (fig. 5).

Formaţiunile barremiene din Dobrogea de sud sînt uşor dislocate de la poziţia iniţială orizontală, astfel că în prezent formează ondulaţii largi tip platformă sinclinale şi anticlinale. Cariera „Spicul" de la Poarta-Albă este deschisă în axul unui anticlinal larg, orientat NE—SV, cu înclinări de cîteva grade pe flancuri.

CHIMISMUL ROCILOR CARBONATICE BARREMIENE

CLASIFICAREA CHIMICĂ

Studiul chimismului rocilor carbonatice barremiene se bazează pe analize chimice executate asupra unui număr de 46 de probe (tabelul nr. 1) colectate pe profile geochimice, aşa cum se arată în figurile 3, 4 şi 5.

Fig. 3. — Profilul geochimic al depozitelor barremiene de la Adamclisi. *a*, Roci calcaroase; *b*, roci dolomitice; *c*, roci intermediare; proba 397 argilă.

Coloanele: *1*, vîrsta geologică; *2*, înălţimea profilului în m; *3*, numărul de ordine al rocilor; *4*, succesiunea rocilor *5*, celula din triunghiul Vişneakov; *6*, variaţia chimismului pe profil.

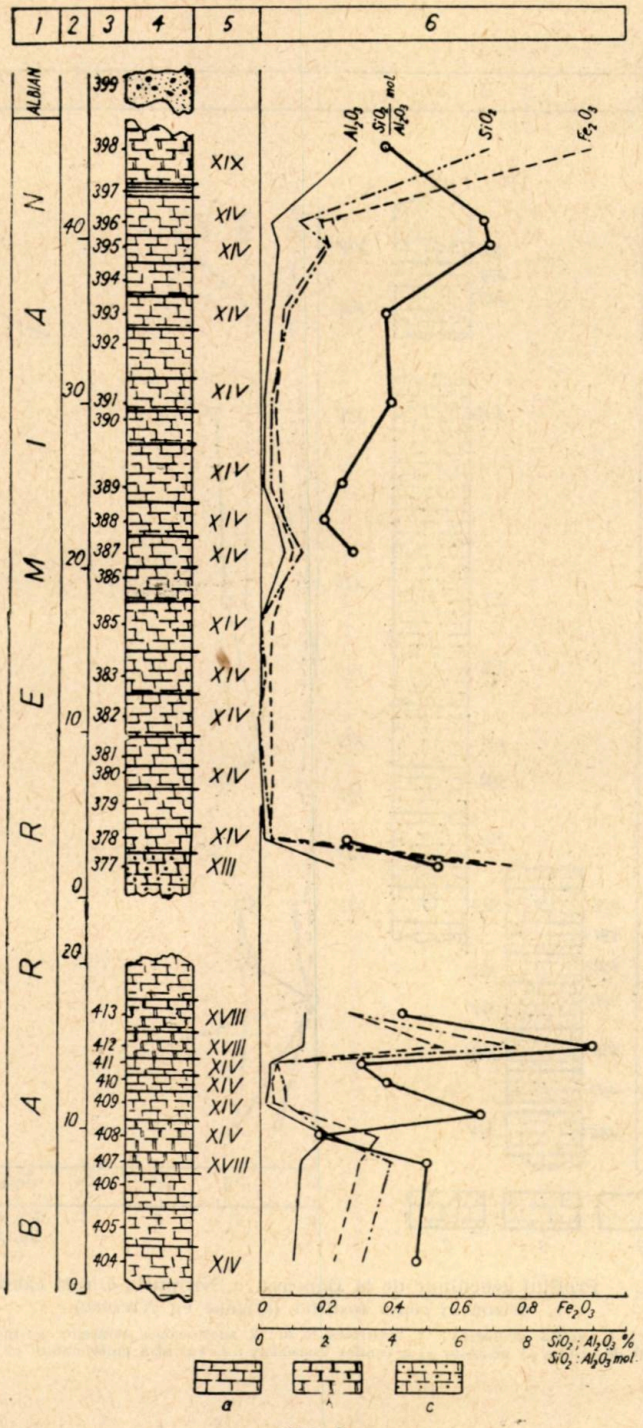

1
2
3
4
5
6
ALBIAN
B A R R E M I A N
399
398
397
396
395
394
393
392
391
390
389
388
387
386
385
383
382
381
380
379
378
377
413
412
411
410
409
408
407
406
405
404
40
30
20
10
0
20
10
0
XIX
XIV
XIV
XIV
XIV
XIV
XIV
XIV
XIV
XIV
XIV
XIV
XIII
XVIII
XVIII
XIV
XIV
XIV
XIV
XVIII
XIV
Al_2O_3
$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ mol.
SiO_2
Fe_2O_3
0
0.2
0.4
0.6
0.8
Fe_2O_3
0
2
4
6
8
SiO_2 ; Al_2O_3 %
SiO_2 : Al_2O_3 mol.
a
b
c

Fig. 3

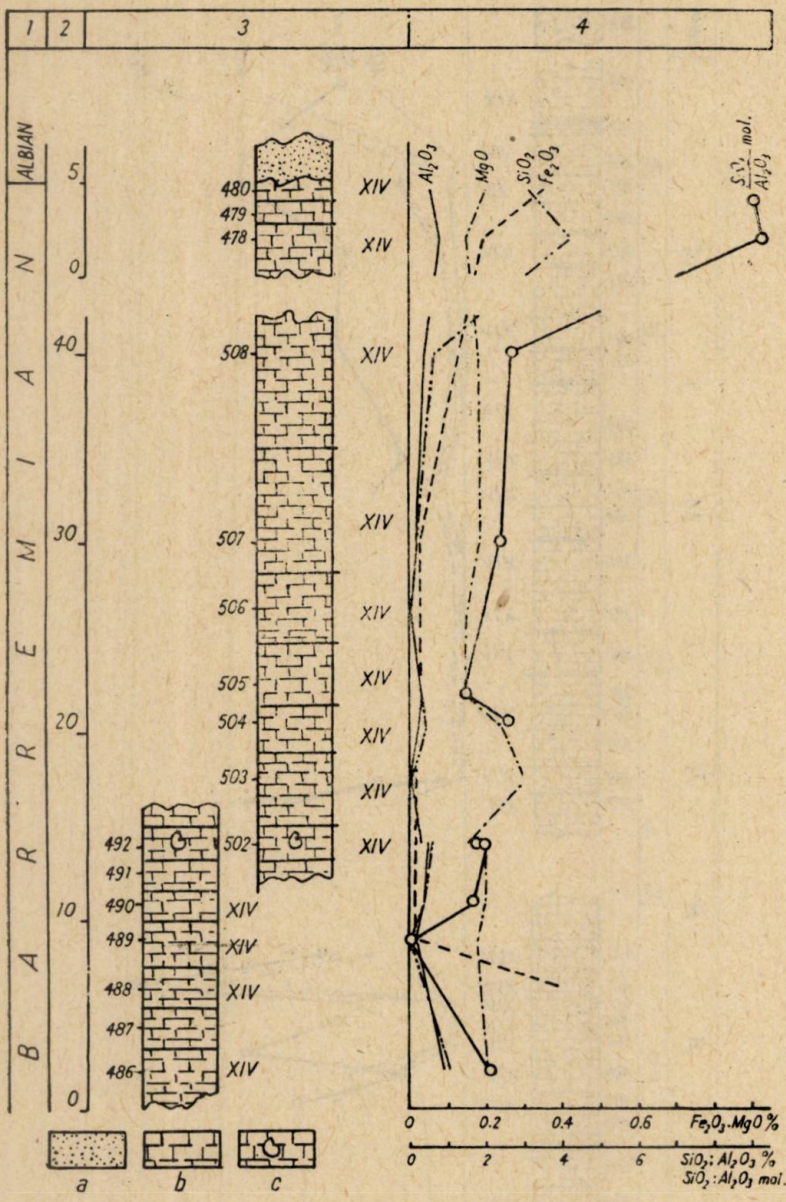


Fig. 4. — Profilul geochimic de la Băneasa. *a*, Nisipuri ; *b*, roci calcaroase ; *c*, orizontul reper fosilifer (orizont cu *Nerinea*).

Coloanele: *1*, vîrsta geologică ; *2*, înălțimea în m ; *3*, succesiunea stratelor cu indicarea numărului de ordine al probelor și a celulei Vișneakov ; *4*, variația chimismului pe profil.

Pentru clasificarea chimică a acestor roci, autorii au întrebuințat proiecțiile datelor analitice în triunghiul lui Vișneakov (fig. 6).

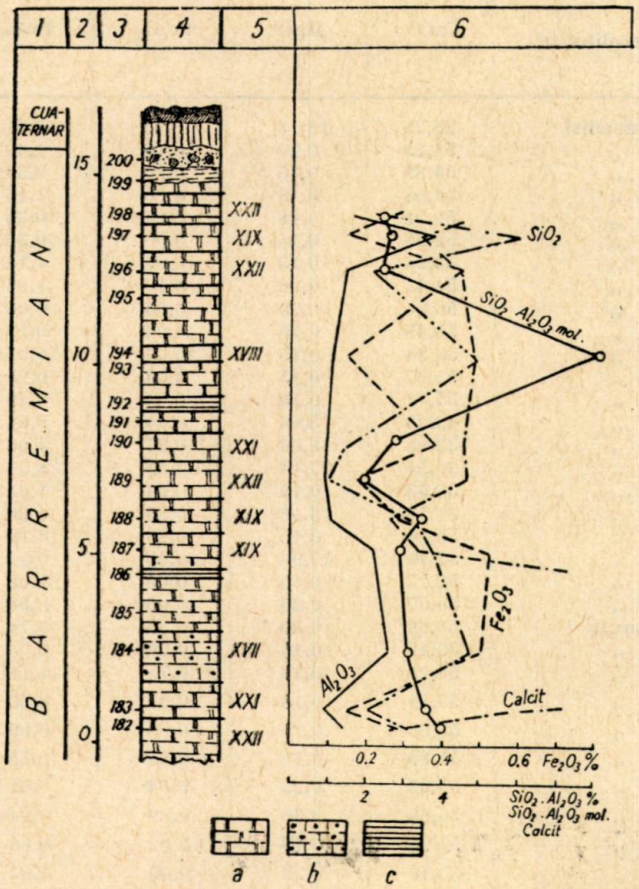


Fig. 5. — Profilul geochimic de la Poarta-Albă. *a*, Roci dolomitice ; *b*, roci intermediare ; *c*, roci argiloase.

Coloanele: *1*, vîrsta ; *2*, înălțimea în m ; *3*, numărul de ordine al probelor ; *4*, succesiunea rocilor ; *5*, celula Vișneakov ; *6*, variația chimismului pe profil.

Din examenul acestor proiecții se constată că, majoritatea probelor se distribuie în apropierea celor două colțuri inferioare ale triunghiului $CaCO_3$ și $CaMg(CO_3)_2$.

Rocile de la Băneasa sînt toate calcare, iar între cele de la Adamclisi majoritatea sînt calcare și numai cinci probe sînt dolomitice.

Rocile de la Poarta-Albă sînt toate dolomitice. În profil se recunosc și slabe treceri între rocile calcaroase și cele dolomitice.

Distribuția diverselor feluri de roci carbonatice în profile este dată în tabelul nr. 2.

Tabelul

Rocile carbonatice barremiene

Nr. probei	Localitatea	CaO %	MgO %	Fe_2O_3 %	Insol. %	SiO_2 %
398	Adamclisi	28,29	18,68	0,99	9,81	6,93
396	,,	54,23	0,20	0,18	1,49	1,19
395	,,	54,89	0,15	0,20	2,54	2,04
393	,,	54,98	0,18	0,08	1,16	0,80
391	,,	55,51	0,18	0,04	0,33	0,23
389	,,	55,28	0,15	0,06	0,36	0,21
388	,,	54,98	0,18	0,06	1,18	0,63
387	,,	54,41	0,20	0,10	1,96	1,22
385	,,	56,06	0,20	0,04	0,06	urme
383	,,	55,45	0,20	0,04	0,18	0,16
382	,,	56,24	0,15	0,04	0,07	urme
380	,,	55,37	0,15	0,04	0,25	0,19
378	,,	55,71	0,18	0,04	0,49	0,30
377	,,	43,25	5,64	0,74	9,04	6,86
413	,,	32,08	18,06	0,27	4,06	2,92
412	,,	30,34	17,14	0,55	8,99	7,68
410	,,	55,63	0,18	0,04	1,04	0,72
408	,,	31,74	18,16	0,35	4,36	2,25
404	,,	53,36	0,15	0,23	4,19	3,09
407	,,	32,70	17,96	0,30	5,24	3,92
409	,,	52,27	0,15	0,05	1,08	0,86
411	,,	55,07	0,25	0,06	0,98	0,63
480	Băneasa	53,83	0,20	0,35	3,74	3,16
478	,,	53,19	0,15	0,20	5,03	4,26
508	,,	55,28	0,18	0,13	1,11	0,68
507	,,	55,11	0,18	0,03	0,60	0,35
506	,,	55,63	0,15	0,03	0,09	urme
505	,,	55,80	0,15	0,03	0,55	0,26
504	,,	55,63	0,23	0,04	0,61	0,37
503	,,	55,69	0,30	0,02	0,14	0,11
502	,,	55,51	0,15	0,02	0,63	0,32
492	,,	55,16	0,20	0,05	1,04	0,56
490	,,	54,98	0,20	0,05	0,66	0,32
489	,,	56,22	0,18	0,02	0,20	0,07
486	,,	54,27	0,20	1,60	1,98	1,11
198	Poarta-Albă	30,86	19,60	0,25	3,65	2,15
197	,,	27,75	18,57	0,15	9,80	6,01
196	,,	30,17	19,91	0,45	3,51	2,08
194	,,	29,52	19,29	0,15	5,96	4,87
190	,,	30,52	20,11	0,38	2,56	1,59
189	,,	30,86	20,32	0,18	2,01	1,08
188	,,	28,81	19,70	0,30	5,36	3,25
187	,,	28,95	19,50	0,69	5,97	3,77
184	,,	28,11	19,29	0,50	7,34	4,77
183	,,	30,05	20,32	0,15	2,97	2,03
182	,,	39,34	20,11	0,30	4,65	3,24

nr. 1

din Dobrogea de sud

Al_2O_3 %	Clasificarea Vişneakov				Denumirea
	calcit	dolomit	insol. + Fe_2O_3	celula	
2,88	4,1	85,1	10,8	19	dolomit argilos
0,30	97,4	0,9	1,7	14	calcar pur
0,50	96,6	0,7	2,7	14	,,
0,36	97,9	0,8	1,3	14	,,
0,10	98,8	0,8	0,4	14	,,
0,15	98,9	0,7	0,4	14	,,
0,55	97,9	0,8	1,3	14	,,
0,74	97,0	0,9	2,1	14	,,
urme	99,0	0,9	0,1	14	,,
0,02	98,9	0,9	0,2	14	,,
urme	99,2	0,7	0,1	14	,,
0,06	99,0	0,7	0,3	14	,,
0,19	98,7	0,8	0,5	14	,,
2,18	64,0	26,1	9,9	13	calcar dolomito-argilos
1,14	12,5	83,1	4,4	18	dolomit slab calcaros-argilos
1,31	11,7	78,7	9,6	18	,,
0,32	98,1	0,8	1,1	14	calcar pur
2,11	11,6	83,6	4,8	21	dolomit slab calcaros
1,10	94,9	0,7	4,4	14	calcar pur
1,32	13,6	81,0	5,4	18	dolomit slab calcaros-argilos
0,22	98,3	0,6	1,1	14	calcar pur
0,35	97,8	1,1	1,1	14	,,
0,58	95,1	0,9	4,0	14	,,
0,77	94,1	0,7	5,2	11	calcar argilos
0,43	98,0	0,8	1,2	14	calcar pur
0,25	98,6	0,8	0,6	14	,,
urme	99,2	0,7	0,1	14	,,
0,29	98,7	0,7	0,6	14	,,
0,24	98,3	1,0	0,7	14	,,
0,03	98,5	1,3	0,2	14	,,
0,31	98,6	0,7	0,7	14	,,
0,48	98,0	0,9	1,1	14	,,
0,34	98,4	0,9	0,7	14	,,
0,13	99,0	0,8	0,2	14	,,
0,87	95,6	0,9	3,5	14	,,
1,50	4,6	91,4	4,0	22	dolomit pur
3,79	3,5	86,4	10,1	19	dolomit argilos
1,43	4,4	91,6	4,0	22	dolomit pur
1,09	4,8	89,0	6,2	18	dolomit slab calcaros-argilos
0,97	4,6	92,5	2,9	22 (21)	dolomit pur
0,93	4,7	93,1	2,2	22	,,
1,11	2,6	91,7	5,7	19	dolomit argilos
2,20	3,3	90,0	6,7	19	,,
2,57	27,7	64,3	8,0	17	dolomit calcaros-argilos
0,94	5,8	91,1	3,1	21	dolomit slab calcaros
1,41	2,7	92,6	4,7	22	dolomit pur

După numărul probelor se constată o predominanţă a calcarelor pure (14).

O distribuţie mai exactă o dă raportul ponderat dintre diversele tipuri de roci carbonatice luînd în considerare grosimea lor. Aceste grosimi de strate sînt date în tabelul nr. 3.

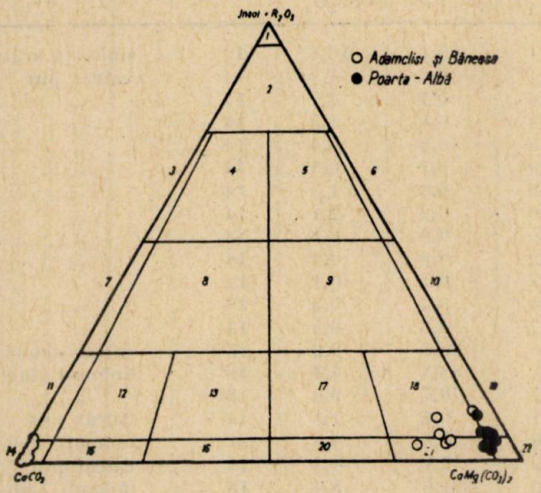


Fig. 6. — Reprezentarea rocilor barremiene în triunghiul Vişneakov.

Tabelul nr. 2

Distribuţia rocilor carbonatice pe profil

Denumirea şi celula	Numărul probelor din profil			
	Adamclisi	Băneasa	Poarta-Albă	suma
Calcar argilos (11)	—	1	—	1
Calcar dolomito-argilos (13)	1	—	—	1
Calcar pur (14)	16	12	—	28
Dolomit calcaros-argilos (17)	—	—	1	1
Dolomit slab calcaros-argilos (18)	3	—	1	4
Dolomit argilos (19)	1	—	3	4
Dolomit slab argilos (21)	1	—	1	2
Dolomit pur (22)	—	—	5	5
Totalul probelor	22	13	11	46

Grupînd rocile aparţinînd celulelor (11) şi (14) rocilor calcaroase, ale celulelor (13) şi (17) rocilor intermediare şi ale celulelor (18), (19), (21) şi (22) rocilor dolomitice, reiese mai clar raportul ponderat dintre rocile calcaroase şi dolomitice (tabelul nr. 4).

Şi în acest caz se recunoaşte o preponderenţă a rocilor calcaroase.

Tabelul nr. 3

Raportul ponderat (m) pentru diversele tipuri de roci carbonatice

Profilul	Celula								
	11	13	14	17	18	19	21	22	suma m
Adamclisi	—	2	56	—	4	4	2	—	68
Băneasa	3	—	33	—	—	—	—	—	36
Poarta-Albă	—	—	—	1,5	1	5,5	3,5	9,5	21
Total m	3	2	89	1,5	5	9,5	5,5	9,5	125

Dacă se iau în considerare şi rocile carbonatice din profilul de la Cernavodă studiate anterior (8), coloana pentru rocile calcaroase se

Tabelul nr. 4

Raportul ponderat al rocilor calcaroase şi dolomitice

Roci	Grosimea m	% în m
Calcaroase	92	73,60
Intermediare	3,5	2,80
Dolomitice	29,5	23,60
	125,0	100,00

ridică la 145 m. Proporţiile procentuale pentru barremian se modifică la : roci calcaroase 77,36%
„ intermediare 2,41%
„ dolomitice 20,23%
100,00%

Distribuţia foarte variabilă a rocilor dolomitice în Dobrogea de sud arată că formarea lor în mase mai mari are un caracter mai mult local.

Conţinutul de magneziu al rocilor calcaroase

Considerăm ca roci calcaroase cele care sînt reprezentate în triunghiul Vişneakov, prin proiecţii acumulate în apropierea colţului $CaCO_3$.

Histograma din figura 7 arată că aproape totalitatea rocilor calcaroase au un conţinut de 0,1—0,2 MgO% şi numai în mod excepţional

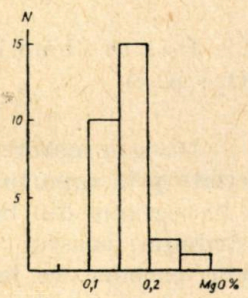


Fig. 7. — Distribuţia MgO în rocile calcaroase de la Adamclisi şi Băneasa.

ceva mai mult. Din acest punct de vedere este o concordanţă între variaţia conţinutului de MgO al rocilor calcare pure de la Adamclisi şi Băneasa cu cele de la Cernavodă (8).

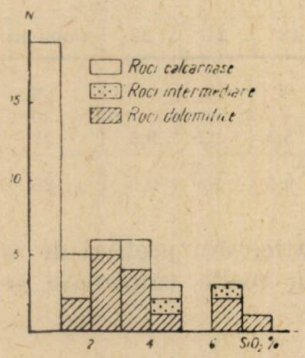


Fig. 8. — Distribuţia SiO_2 în rocile carbonatice barremiene.

Conţinutul de SiO_2 al rocilor carbonatice

Histograma din figura 8 arată că la rocile calcaroase conţinutul cu cea mai mare frecvenţă este cuprins între 0 şi 1% SiO_2 şi numai puţine calcare au conţinuturi care ajung la 5% SiO_2. În schimb, rocile dolomitice au maximul de frecvenţă a conţinutului de SiO_2 la valori mai mari cuprinse între 2 şi 4% SiO_2, limita maximă de conţinut ajungînd pînă la 8% SiO_2. Chiar dolomitele pure au un conţinut de peste 1% SiO_2, deci mai mult decît aproape totalitatea calcarelor pure.

Conţinutul de Al_2O_3

Distribuţia conţinutului de Al_2O_3 este dată de histograma din figura 9. Ca şi în cazul distribuţiei de SiO_2%, şi pentru Al_2O_3 se constată că maximul de frecvenţă în cazul rocilor calcaroase se găseşte între 0 şi 1% Al_2O_3, iar pentru rocile dolomitice valori mai ridicate. Paralelismul dintre aceste două componente indică faptul că ele apar în mare parte combinate.

Distribuţia raportului $SiO_2 : Al_2O_3$

Diverse materiale argiloase pot fi caracterizate prin raportul molecular $SiO_2 : Al_2O_3$. În histograma din figura 10 este reprezentată distribuţia acestui raport molecular pentru rocile carbonatice barremiene. Din histogramă se constată că la rocile calcaroase variaţia raportului poate avea limite foarte largi, de la valori mai mici decît unitatea pînă la 140,15.

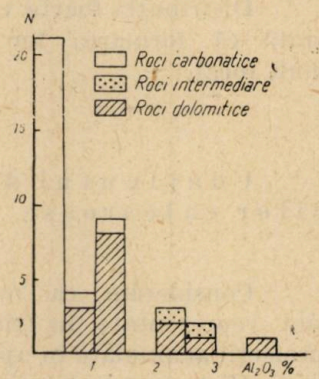


Fig. 9. — Distribuţia Al_2O_3 în rocile carbonatice barremiene.

În ceea ce privește raportul $SiO_2 : Al_2O_3$ mol. trebuie avut în vedere că acesta nu se poate aplica în cazul unor conținuturi foarte mici de SiO_2 sau Al_2O_3 de ordinul erorilor de analiză. Astfel, în cazul cînd conținutul de Al_2O_3 este apropiat de 0%, raportul devine nedeterminat.

Acesta este cazul pentru unele probe, cum sînt 380 și 383, unde raportul ajunge la 52,70 și 140,15. În cazul probelor 382 și 385, unde și conținutul de silice este practic nul, raportul devine 0 : 0, deci este nedeterminat. La marea majoritate a cazurilor însă, variația este cuprinsă mai ales între 1 și 4. Mineralele argiloase din roci pot fi asociate cu silice liberă sau silicați detritici, la care raportul este mai mare de 6.

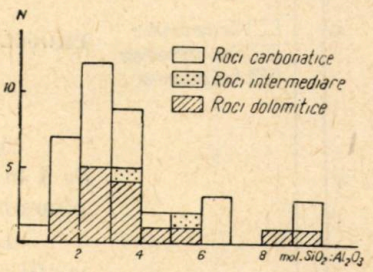


Fig. 10. — Distribuția raportului molecular SiO_2 :Al_2O_3 în rocile carbonatice barremiene.

Rocile la care raportul este 2, în cazul lipsei de minerale detritice sau altele cu rapoarte superioare, arată că mineralul argilos este de natură caolinitică ($2SiO_2 : Al_2O_3$). În cazul prezenței silicei libere, silicaților clastici, atunci raportul 2 arată prezența unui mineral argilos cu un conținut mai mare de alumină decît caolinul. Din acest motiv, histograma lasă să se întrevadă posibilități de prezență a unui mineral argilos cum ar fi allophanul ($1SiO_2 : 1Al_2O_3$) sau chiar a aluminei libere.

Maximul de frecvență pentru calcare apare între valorile 1 și 4. Prezența caolinului în aceste roci este deci probabilă.

Situația este analogă și pentru rocile dolomitice, la care maximul de frecvență se găsește la aceleași valori (1—4).

În cazurile în care raportul este mai mare de 6, este indicată prezența silicei libere.

De obicei în rocile carbonatice, mai ales calcare, cuarțul nu este vizibil la microscop sau apare în particule foarte rare. Totuși, la unele roci și în special la dolomitele de la Poarta-Albă granulele detritice de cuarț capătă o frecvență mai mare. Aceste fapte ne îndreptățesc să presupunem că mineralele argiloase existente au un raport mai mic decît arată calculul după analiza chimică.

Conținutul de Fe_2O_3

Distribuția conținutului de fier exprimat în Fe_2O_3 este reprezentată în histograma din figura 11, de unde se constată că atît rocile calcaroase, cît și cele dolomitice au în mare majoritate a cazurilor un conținut in-

ferior de 0,5% Fe_2O_3 şi numai în cîteva cazuri apar conţinuturi pînă la 1% Fe_2O_3.

Culorile roz ce le prezintă unele roci sau chiar prezenţa uneori de alteraţie feruginoasă nu corespunde unui conţinut mai ridicat de fier.

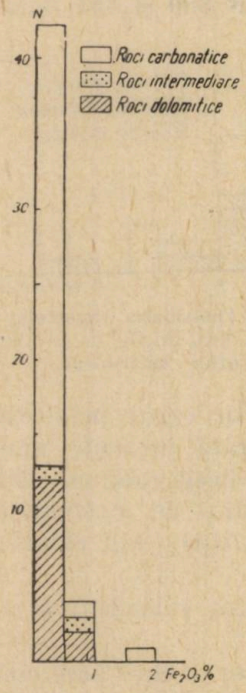


Fig. 11. — Distribuţia Fe_2O_3 în rocile carbonatice barremiene.

PROFILUL GEOCHIMIC AL DEPOZITELOR CARBONATICE BARREMIENE

Alături de coloanele stratigrafice din figurile 3, 4 şi 5, s-au trecut conţinuturile în diverşi componenţi chimici ai probelor analizate.

1. *Profilul geochimic Adamclisi* (fig. 3). În acest profil se recunoaşte marea predominanţă a calcarelor pure şi o subordonare a rocilor dolomitice. Din înălţimea de 68 m a coloanei, 56 m revin calcarelor pure, 10 m rocilor dolomitice şi 2 m rocilor intermediare. Rocile calcaroase deşi au caractere aparent litologo-petrografice care pot fi variabile, totuşi din punctul de vedere al clasificării chimice ele sînt aceleaşi.

Curbele trase pentru diverşi componenţi chimici arată în general oscilaţii mai mari în dreptul trecerii de la calcare la roci dolomitice, cum este cazul în partea inferioară şi cea superioară ale profilului. Pe cea mai mare parte a coloanei, de la proba 378 la 396, în domeniul în care se dezvoltă numai calcare pure, conţinutul procentual prezintă numai oscilaţii lente care indică o stabilizare a condiţiilor de sedimentare.

Între conţinuturile de Al_2O_3, SiO_2 şi Fe_2O_3 se constată în general un paralelism, indicînd o origine comună a lor. Unele oscilaţii dintre conţinuturile de Al_2O_3 şi SiO_2 au dus la creşterea raportului $SiO_2 : Al_2O_3$ mol. În locurile unde unul sau ambii componenţi se apropie de valoarea zero, raportul devine nedeterminat.

Rocile dolomitice au mai mult caracterul de intercalaţii cu compoziţii chimice variabile, cu diverse conţinuturi de material detritic. Chiar mersul curbelor corespunzătoare acestor intercalaţii arată variaţii în condiţiile de sedimentare. S-ar putea presupune că, cel puţin parţial, intercalaţiile de roci dolomitice au un caracter alohton. Rocile intermediare ar reprezenta amestecuri mecanice de depozit calcaros cu cel dolomitic.

2. *Profilul geochimic Băneasa* (fig. 4). În această coloană se recunoaşte exclusivitatea rocilor calcaroase. Osingură probă aparţine celulei 11

a calcarelor argiloase, iar restul numai celulei 14 a calcarelor pure. Lipsesc cu totul roci dolomitice sau intermediare. Curba conținutului de MgO arată o valoare aproape constantă, cu mici creșteri numai în cazul unei singure probe de calcar pur.

Valorile pentru conținuturile de Al_2O_3, SiO_2 și Fe_2O_3 prezintă doar mici oscilații. În partea superioară a profilului, o dată cu creșterea conținutului de material detritic, în cazul probei 478, crește și raportul SiO_2 : Al_2O_3 mol. În afară de cazurile de nedeterminare, raportul acesta oscilează între valorile 2 și 3 indicînd fie o alterație mai înaintată pe continent, fie o îndepărtare nu prea mare. Schimbarea chimismului corespunzător probelor 478 și 480 indică o schimbare temporară a condițiilor de sedimentare premergătoare perioadei de exondare de la sfîrșitul barremianului.

3. *Profilul geochimic Poarta-Albă* (fig. 5). Spre deosebire de celelalte profile de pînă acum, la Poarta-Albă se constată lipsa completă a rocilor calcaroase : numai o singură intercalație de rocă intermediară, iar în rest totul este constituit din roci dolomitice. În cuprinsul profilului mai apar două intercalații de roci argiloase. Din cei 21 m înălțime ai coloanei, numai 1,5 m aparțin rocilor intermediare (celula 17), 9,5 m dolomitelor pure, iar restul altor roci dolomitice.

Ansamblul curbelor din diagramă arată o mai intensă oscilație decît în cazul profilelor precedente. Aportul de material detritic face ca alături de dolomite pure să apară și alte tipuri de roci dolomitice.

În partea inferioară a profilului, alături de creșterea conținutului de Al_2O_3 și proporțional de SiO_2 se observă și o creștere a conținutului de Fe_2O_3, ceea ce arată și de data aceasta natura comună a acestora, ele fiind aduse de pe continent.

Se recunoaște și în acest profil că deranjarea regularității depunerii de dolomit a fost provocată prin creșterea aportului de material detritic și a unui conținut mai ridicat calcaros. Aceste intervenții au însă un caracter limitat în timp ca și în cazul intercalațiilor argiloase.

ÎNSEMNĂTATEA ECONOMICĂ A ROCILOR BARREMIENE

Din examinarea profilelor geochimice se recunoaște că grosimi mai mari ale unui singur tip de rocă care să permită exploatarea în carieră întîlnim deci pentru calcarele pure, cum este cazul la Băneasa și în parte la Adamclisi.

În ceea ce privește rocile dolomitice, ele constituie straturi mai groase numai în sectorul Adamclisi. Dar chiar și aici, exploatarea în carieră a unor dolomite pure, căci acestea au importanța cea mai mare, ar putea întîmpina multe greutăți din cauza alternanțelor cu alte roci dolomitice. Prezența unor masive mult mai mari de dolomite la nu prea mare depărtare, cum sînt acelea din apropierea localității Ovidiu, face ca atenția exploatării lor să se îndrepte mai mult în acea parte.

În cazul calcarelor pure, după cum se știe din studiile asupra rocilor carbonatice din Dobrogea (8), (9), (10), se găsesc numeroase aflorimente demne de luat în considerare. Totuși pe plan local și calcarele din sectorul Băneasa — Adamclisi pot juca un rol economic.

CONCLUZII

În profilele geochimice asupra depozitelor barremiene din Dobrogea de sud, de la Adamclisi şi Băneasa, precum şi de la Poarta-Albă, se constată că aceste depozite sînt constituite fie din roci calcaroase, cu o mare predominanţă a calcarelor pure, fie din diverse tipuri de roci dolomitice. La Adamclisi predomină larg rocile calcaroase cu intercalaţii de roci dolomitice, la Băneasa apar exclusiv roci calcaroase, iar la Poarta-Albă numai roci dolomitice. Raportul ponderat în metri de coloană între rocile calcaroase, dolomitice şi intermediare, pentru ansamblul acestor trei profile, este :

roci calcaroase	73,60%
,, dolomitice	23,60%
,, intermediare	2,80%

În studiul anterior asupra profilului de la Cernavodă s-a văzut că depozitele cretacice barremiene s-au dezvoltat în apropierea litoralului, în condiţiile unei mări epicontinentale.

În profilul de la Cernavodă predomină larg calcarele pure şi lipsesc total rocile dolomitice. Din acest punct de vedere profilul de la Cernavodă se aseamănă mai mult cu cel de la Băneasa.

În toate profilele menţionate, roci care din punct de vedere chimic sînt la fel, aparţinînd aceleiaşi celule Vişneakov, pot prezenta aspecte litologo-petrografice foarte variabile.

Rocile calcaroase au o compoziţie chimică mai unitară, în majoritate sînt calcare pure şi numai rar conţin şi puţin material detritic, care le imprimă o trecere către calcarele argiloase. Rocile dolomitice au însă o compoziţie mai variabilă, totuşi nici ele nu posedă proporţii mai însemnate de material detritic. Puţinele cazuri de roci intermediare reprezintă treceri ca amestecuri mecanice de dolomit şi calcit. Lipsa generală a rocilor dolomitice, rarele intercalaţii înguste de roci dolomitice între pachetele de calcare şi apariţia izolată a unor aflorimente exclusiv dolomitice amintesc situaţia depunerilor jurasice din Dobrogea. În unele pachete de calcare jurasice apar numai intercalaţii subţiri, în schimb la Ovidiu ne aflăm în faţa unui masiv dezvoltat de dolomite.

În general, în depozitele barremiene se recunoaşte o sărăcire a componentelor detritice. Aproape totalitatea rocilor carbonatice se proiectează în partea de jos a triunghiului Vişneakov. În mod cu totul subordonat apar intercalaţii subţiri argiloase.

Constanţa condiţiilor de sedimentare, pe anumite intervale de timp, se reflectă în profilele geochimice în slaba oscilaţie a curbelor care arată variaţia conţinutului unor componente chimice pe verticală. Astfel este cazul pentru succesiunea de strate de calcare pure de la Adamclisi (între es. 378—396), apoi pentru calcarele pure de la Băneasa (es. 486—508) şi chiar pentru conţinutul de Al_2O_3 al dolomitelor de la Poarta-Albă. Schimbarea condiţiilor de sedimentare se reflectă prin oscilaţiile puternice ale curbelor din profil, cînd apar noi tipuri de roci. Oscilaţii mai frecvente şi puternice marchează la Cernavodă chiar trecerea de la un etaj la altul.

Raportul $SiO_2 : Al_2O_3$ mol. arată în general valori cuprinse între 2—3 și 4. Aceștia indică după A. B. Ronov și colaboratori atît o alterație mai înaintată pe continent, sub tendința unor condiții de liniște tectonică și a unei clime calde și umede, precum și o depărtare nu prea mare de țărm.

În ceea ce privește însemnătatea rocilor carbonatice din barremian, ele își pot găsi diversele întrebuințări. O situație mai favorabilă o au calcarele care sînt în mod predominant pure, iar pachetele de strate sînt suficient de groase încît să permită exploatarea lor în carieră.

În ceea ce privește dolomitele, stratele cu mai mult dolomit pur sînt exploatabile de asemenea prin cariere. Prezența unor acumulări de roci dolomitice la Poarta-Albă permite să se presupună că în alte puncte se găsesc și materiale mai convenabile pentru exploatarea lor.

BIBLIOGRAFIE

1. Anastasiu V., *Contribution à l'étude géologique de la Dobrogea (Roumanie). Terrains secondaires*, Thèse, Paris, 1898.
2. Chiriac M., *Asupra unor noi iviri de tortonian în Dobrogea de nord*, St. și cerc. geol., 1960, V, *1*.
3. — *Notă asupra depozitelor sarmațiene din Dobrogea*, Com. Acad. R.P.R., 1960, **X**, *7*, 613.
4. Macovei G., *Sur l'âge et la variation des facies des Terrains sédimentaires de la Dobrogea méridionale*, C.R. Inst. géol. Roum., 1911, **II**.
5. — *Cercetări geologice în podișul prebalcanic din Dobrogea și Bulgaria*, An. Inst. geol. Rom., 1914, **XVIII**.
6. Macovei G. et Atanasiu I., *L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacée*, Ann. Inst. géol. Roum., 1934, **XVI** (1931).
7. Peters K., *Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha*, Denkschr. d.k.k. Akad. Wiss., 1867, **XXVII**.
8. Savul M., Movileanu A., Donos M. și Donos I., *Chimismul, distribuția și rolul economic al rocilor carbonatice cretacice din Dobrogea. I. Profilul geochimic al rocilor cretacice de la Cernavodă*, St. și cerc. geol., 1963, **VIII**, *1*.
9. Savul M. și Movileanu A., *Chimismul, distribuția și rolul economic al rocilor carbonatice triasice din Dobrogea de nord*, St. și cerc. șt. Acad. R.P.R., Filiala Iași, 1959, **X**, *1*.
10. Savul M., Movileanu A. și Pop Gr., *Chimismul, distribuția și rolul economic al rocilor carbonatice jurasice din Dobrogea*, St. și cerc. geol., 1962, **VII**, *1*.

Institutul pedagogic Iași.

Primită în redacție la 19 iunie 1964.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA MINERALOGICĂ A MASIVULUI DE ROCI ALCALINE DE LA DITRĂU — R. P. ROMÎNĂ *

DE

VIRGIL IANOVICI
MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI R.P.R.
și JEANA IONESCU

55(05)

În parageneza mineralogică a mineralizațiilor filoniene de minereuri din masivul de roci alcaline de la Ditrău a fost determinată prezența unui nou mineral, carbonatic cu pămînturi rare care face parte din seria izomorfă a calcitei, pentru care s-a calculat următorul raport stochiometric :

$$(Ca_{0,86}\ Mn_{0,13}\ Y_{0,01})\ (Mg_{0,60}\ Fe_{0,40})\ (CO_3)_2.$$

Pe rama vestică a complexului cristalin din Carpații Orientali, în bazinul superior al Mureșului, în regiunea Ditrău, se cunoaște de multă vreme masivul de roci alcaline cu o gamă variată de roci, de la ultrabazice, de tipul hornblenditelor și a gabbrourilor, pînă la cele mai acide, de tipul granitelor.

Caracterul alcalin al acestor roci este determinat de prezența în abundență a feldspaților alcalini-sodici și potasici, ca și a feldspatoizilor : nefelinul, sodalitul albastru și cancrinitul.

În partea nord-vestică a masivului de roci alcaline se găsesc unele mineralizații filoniene pentru care a fost determinată o asociație paragenetică de : pirită, blendă, calcopirită, galenă, monazit, xenotim, rhönit, molibdenit cu calcită și dolomit ca minerale de gangă (1), (2), (4).

Studierea mai atentă a mineralelor din complexul filonian a pus în evidență un nou mineral pentru parageneza mineralogică de la Ditrău

* Lucrare publicată și în „Revue roumaine de géologie, géophysique et de géographie — Série de géologie", 1965, **9**, *1* (în limba franceză).

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 2 p. 417—422 București 1964

care face parte din seria izomorfă a calcitei, avînd următoarele caracteristici :

Cristalele se prezintă în agregate de culoare albă-cenuşie cu clivajul foarte bun, caracteristic mineralelor din seria calcitei, cu luciu sticlos,

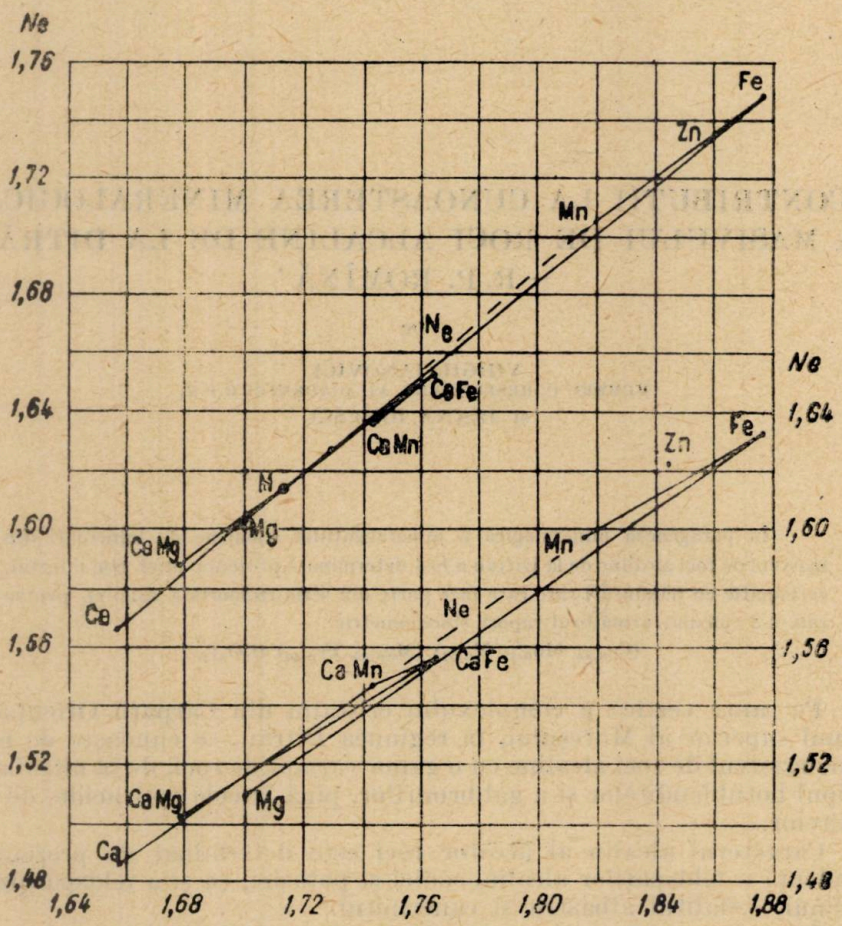


Fig. 1. — Relaţiile dintre No, Ne şi N'e şi compoziţia chimică a carbonaţilor trigonali după A. N. Winchell.

indicele de refracţie N'e $(10\bar{1}1) = 1{,}615$ şi greutatea specifică $\gamma = 3{,}055$, caracterul uniax, negativ.

Folosind diagrama relaţiilor dintre valorile N'e şi compoziţia carbonaţilor trigonali (6), mineralul nostru se proiectează în punctul M pe linia N'e a amestecurilor izomorfe de Ca, Mg, Fe, Mn cu predominarea calciului şi a magneziului (fig. 1).

Analiza chimică a condus la următoarele rezultate :

	%		Proporții moleculare
FeO	11,54	11,66	0,1623
CaO	27,89	28,19	0,5027
MgO	10,33	10,44	0,2589
MnO	5,50	5,56	0,0783
Y_2O_3	0,80	0,81	0,0036
Insol.	0,10	—	—
CO_2	42,88	43,34	0,9848
		100,00	

Luînd în considerare posibilitățile de substituție izomorfă a carbonaților trigonali, prin raportul razelor ionice ale cationilor, se ajunge la următorul raport stochiometric :

$$(Ca_{0,86}\ Mn_{0,13}\ Y_{0,01})\ (Mg_{0,60}\ Fe_{0,40})\ (CO_3)_2.$$

Analiza spectrală a pus în evidență prezența în cantități mici (sub 1%) a elementelor de TR, dintre care yttriul este cel mai abundent. Prezența predominantă a Y^{3+} se explică prin valoarea aproape egală a razei sale ionice (0,92 Å) cu cea a Ca^{2+} (0,99 Å), ceea ce face posibilă substituția în rețeaua cristalină a ionilor de Ca^{2+} cu Y^{3+} în cazul izomorfismului dirijat sau de captare după V. M. Goldschmidt (3).

Analiza roentgenometrică a mineralului carbonatic (M) de la Ditrău a dat valorile : $\frac{d\alpha}{n}$ și I arătate în tabelul nr. 1, în care s-au introdus pentru comparație valorile pentru ferroandolomit (ankerit) după tabele ASTM (7) și pentru calcit după B. I. Miheev (5).

Din analiza valorilor obținute pentru $\frac{d\alpha}{n}$ și I se constată că mineralul carbonitic (M) de la Ditrău prezintă valoarea $\frac{d\alpha}{n} = 2,88$ pentru I = 100, valoare foarte apropiată de ferroandolomitul cu $\frac{d\alpha}{n} = 2,899$ și I = 100, la mineralul M apărînd și alte două valori ale lui $\frac{d\alpha}{n}$ (2,40 și 1,79) corespunzătoare la intensități (I) relativ mari (30, respectiv 35) care nu se mai regăsesc la ferroandolomit ; aceste diferențe de valori roentgenometrice se explică prin participarea manganului ca substituent izomorf al calciului într-o proporție mărită în mineralul carbonatic de la Ditrău (5,50%) față de ferroandolomit (0,77%) și prin intervenția yttriului (0,80%) tot ca substituent izomorf al calciului în mineralul M de la Ditrău.

Tabelul nr. 1

Analiza roentgenografică

Mineralul	$\frac{d\alpha}{n}$	I	Mineralul	$\frac{d\alpha}{n}$	I	Mineralul	$\frac{d\alpha}{n}$	I
Mineral M (Ditrău)	3,70	12,5	ferroandolomit	3,70	3	calcit	**3,849**	**2**
	3,22		(ankerit)*			$CaCO_3$		
	3,09						3,029	**10**
$(Ca_{0.86}Mn_{0.13}Y_{0.01})$	2,88	100		2,899	100			
$(Mg_{0.60}Fe_{0.40})(CO_3)_2$	2,71		$Ca(Mg_{0.60}Fe_{0.33})(CO_3)_2$	2,68	3			
	2,56	5		2,55	1		2,49	5
	2,40	30		2,41	3			
	2,27						2,28	6
	2,19	25						
	2,12							
	2,07						2,09	7
	2,01	20						
	1,95							
	1,90			1,81	6		1,91	8
	1,79	35		1,792	6		1,87	9
	1,54	15					1,52	6
	1,47	10					1,47	3
	1,39	10		linii de in-			1,44	6
	1,34	5		tensităţi			1,357	1
	1,32	3		slabe 1 şi			1,338	2
	1,27	5		<1			1,285	3
	1,24	4					1,233	3
	1,20	5						
	1,19	3						
	1,17	10					1,179	4

Notă. Condiţii de lucru : Cu $K\alpha_1$, filtru Ni – 35 KV, 18 m A ∅ cam. 57,3.
* Analiza chimică (7) : SiO_2 0,15%, Al_2O_3 0,28%, Fe_2O_3 0,10%, FeO 12,06%, MnO 0,77%, MgO 12,85%, CaO 29,23%, Na_2O 0,06%, K_2O 0,01%, CO_2 44,70%, H_2O 0,02%, D = 2,97.

În figura 2 se prezintă valorile intensităţii I în funcţie de valorile $\frac{d\alpha}{n}$ pentru mineralul carbonatic M de la Ditrău (*a*), ferroandolomit (*b*) şi calcit (*c*).

Pentru mineralul carbonatic (M) de la Ditrău s-a determinat susceptibilitatea magnetică cu balanţa de torsiune, în comparaţie cu determinarea aceleiaşi proprietăţi la calcit şi la ferroandolomit. Datele comparative sînt prezentate în tabelul nr. 2.

Analizele chimice şi spectrografice executate pentru calcit şi ferroandolomit au arătat absenţa elementelor de TR şi, deşi ferroandolomitul analizat conţine mai mult fier (15,18%) decît mineralul carbonatic (M) de la Ditrău (11,54%), totuşi susceptibilitatea magnetică a ferroandolomitului este mai mică ($\chi\ 10^6 = +25{,}6$).

Faţă de calcit care este diamagnetic, ferroandolomitul şi mineralul carbonatic M de la Ditrău sînt paramagnetice.

Valoarea mai mare a susceptibilităţii magnetice (+ 30,2) pentru mineralul carbonitic M de la Ditrău, faţă de ferroandolomit nu se poate

explica satisfăcător decît prin prezența elementelor de TR care conferă mineralului M proprietăți paramagnetice superioare ferroandolomitului.

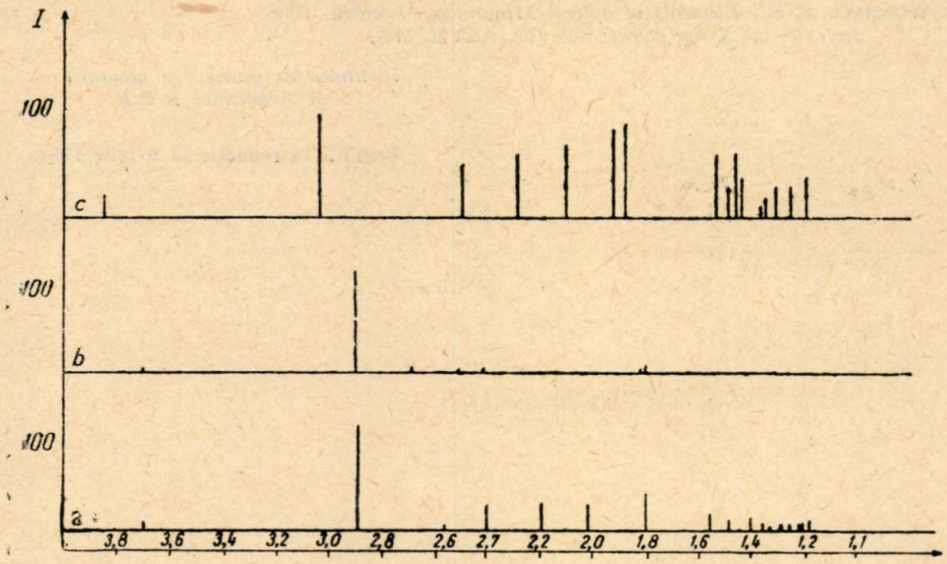


Fig. 2. — Reprezentarea grafică a roentgenogramelor.

Tabelul nr. 2

Susceptibilitatea magnetică (χ) determinată cu balanța de torsiune

Mineralul	Greutatea probei g	Torsiunea grade		Intensitatea curentului I	Susceptibilitatea χ 10^6	T°C
Calcit	0,41649		3°			
			3°	1,70	−0,107	20
Ferroandolomit	0,4681		2°			
		348°	20°	1,69	+25,6	20
M	0,42049	3°	05′			
		346°	45′	1,69	+30,2	20

BIBLIOGRAFIE

1. Codarcea Al., Dessila-Codarcea M. și Ianovici V., *Structura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie-geografie, 1957, II, *3—4*.
2. Codarcea Al., Ianovici V., Iova I., Lupan S. și Papacostea C., *Elemente rare în masivul de la Ditrău*, Com. Acad. R.P.R., 1958, VIII, *3*.

3. GOLDSCHMIDT V. M., *Geochemistry*, Oxford, 1954.
4. IANOVICI V., *Etude sur le massif syénitique de Ditrău, région de Jolotca, district Ciuc*, Rev. Muz. geol.-min. Univ. Cluj, 1933, IV, 2.
5. МИХЕЕВ И. Б., *Рентгенометрическое определение минералов*, Москва, 1957.
6. WINCHELL A. N., *Elements of optical Mineralogy*, Londra, 1956.
7. * * *Index to the X-ray powder date file*, ASTM, 1962.

Institutul de geologie şi geografie
al Academiei R.P.R.

Primită în redacţie la 9 iulie 1964.

DISTRIBUȚIA UNOR ELEMENTE MINORE ÎN ROCILE ALCALINE DIN MASIVUL SIENITIC DITRĂU – R.P. ROMÎNĂ *

DE

VIRGIL IANOVICI
MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI R.P.R.
și JEANA IONESCU

55(05)

Prin analiza spectrografică cantitativă au fost determinate în diferitele tipuri de roci alcaline de masiv și filoniene conținutul în elemente minore : Cu, Pb, Sn, Be, Ni, Co, V, Ti, Mn, Zr, Ba, Cr, Nb, La, Ce, Y. Din interpretarea conținuturilor în elemente minore rezultă concluzia că rocile din masivul alcalin de la Ditrău au pe lîngă caracterul alcalin sodic și caracterul titanifer, iar dintre pămînturile rare predomină ceriu și lanthanul.

În masivul sienitic de la Ditrău a fost identificat un mare număr de roci, cu caracter alcalin sodic, variind petrografic și chimic între limitele cele mai largi, de la roci ultrabazice (hornblendite) la roci ultraacide (sienite cuarțifere și granite) (1).

Al. Codarcea, Marcela Dessila-Codarcea și V. Ianovici (1) au arătat că varietatea de roci alcaline care aflorează în masivul sienitic de la Ditrău este rezultatul unui fenomen de alcalinizare migmatitică suprapus peste fondul unui complex de șisturi cristaline profund transformate prin procese de recristalizare și redistribuire a substanței minerale.

* Lucrare publicată și în „Revue roumaine de géologie, géophysique et de géographie — Série de géologie", 1965, **9**, *1* (în limba franceză).

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 2 p. 423–430 București 1964

Tabelul nr. 1

Elemente minore

Nr.	Denumirea probei	Cu p.p.m.	Pb p.p.m.	Ga p.p.m.	Be p.p.m.	Ni p.p.m.	Co p.p.m.	V p.p.m.	Ti p.p.m.	Mn p.p.m.	Zr p.p.m.	Ba p.p.m.	Cr p.p.m.
712	hornblendit cu sfen (Hs)	31	n.d.	12	2	14,4	14	87,1	12 600		120	479	n.d.
713	hornblendit cu biotit (Ho)	32	n.d.	10	1,9	61	48	264	20 000	1 000	87	479	n.d.
718	gabbro (G)	83	n.d.	18	1,9	15,9	21	74,2	25 000	400	279	347	n.d.
710	meladiorit (M)	35	n.d.	25	1,34	87,5	37,5	87,1	16 600	1 266	130	978	69,2
711	diorit (D)	26	n.d.	23	1,7	n.d.	23	100	20 000	1 480	200		n.d.
705	sienit sericitizat (Ss)	<20	14	30	1,2	n.d.	n.d.	21,9	871	347	95,5	240	n.d.
702	sienit textură paralelă (S||)	⩽20	16	25	1,5	n.d.	n.d.	20,9	1 550	1 630	129	258	n.d.
703	sienit textură masivă (Sm)	⩽20	14	31	3,8	n.d.	n.d.	3,8	813	1 260	317	191	n.d.
701	sienit cuarţifer (Sq)	⩽20	28,5	32	1,26	<10	n.d.	n.d.	381	302	152	139	n.d.
707	lamprofir (L)	20	16	25	1,9	72,5	36,5	100	13 200	1 150	132	852	44,7
708	camptonit (C)	20	13,5	21	1,1	48	35,5	100	8 710	955	89,2	913	41,7
704	tinguait (T)	<20	24	25	3	11	14	79,5	12 600	1 420	195	791	n.d.

* *Notă.* Elemente Zn, Sn, Ge = sub limitele de detecţie (< 100 p.p.m.; < 10 p.p.m.; < 10 p.p.m.); n.d. = nedetectat.

Tabelul nr. 2

Elementele Ti, Nb, Ce, Y, Yb şi raporturile unora dintre acestea

Nr.	Denumirea probei	Ti p.p.m.	Nb p.p.m.	Nb/Ti	La p.p.m.	Ce p.p.m.	Y p.p.m.	Yb*	$\frac{La}{Ce}$	$\frac{La + C}{Y}$
712	hornblendit cu sfen (Hs)	12 600	23	0,0018	82	410	22		0,2	22
713	hornblendit cu biotit (Hb)	20 000	7	0,0003	51	217	22		0,235	12
718	gabbro (G)	25 000	36	0,0014	152	463	60		0,329	10,25
710	meladiorit (M)	16 600	14	0,0008	33	60	21		~0,5	~4
711	diorit (D)	20 000	25	0,0012	69	163	20		0,42	11,6
705	sienit sericitizat (Ss)	871	6	0,0007	14	135	6		0,1	24
702	sienit textură paralelă (S)	1 550	18	0,0116	<12	117	19		~0,1	~7
703	sienit textură masivă (Sm)	813	8	0,0090						
701	sienit cuarţifer (Sq)	381	48	0,1260	<12	84	5		~0,1	~19
707	lamprofir (L)	13 200	15	0,0011	101	<100	39		~1	~5
708	camptonit (C)	8 710	20	0,0023	25	94	9		0,26	13
704	tinguait (T)	12 600	20	0,0015	37	< 60	11		~0,6	~12

* Yb s-a decelat în toate probele cu excepţia probei 705 (sienit sericitizat) în concentraţie ⩽ 3 p.p.m.

Caracterul alcalin al rocilor este determinat de prezența constantă a feldspaților alcalini sodo-potasici și pentru unele dintre acestea de cea a feldspatoizilor sodici.

Printre mineralele studiate în diferitele roci din masivul alcalin de la Ditrău au fost identificate și minerale cu pămînturi rare (2).

Dată fiind cunoașterea compoziției în elemente majore a diferitelor tipuri de roci alcaline de la Ditrău (3), (4), (5), autorii au determinat o serie de elemente minore în compoziția acestor roci (tabelele nr. 1 și 2).

Elementele minore au fost determinate prin metode spectrochimice.

Cu, Pb, Zn, Sn, Ge, Ga, Ni, Co, V, Ti, Mn, Zr, Cr, Ba și Be au fost dozate cu spectrograful cu optică de cuarț Q 24, pentru etalonare folosindu-se granitul de Highiș în care s-au adăugat elementele minore menționate mai sus, în concentrații cuprinse între 1 000 și 3 p.p. m.; pentru Be s-a preparat un etalon special cu 1 p. p. m.

Curbele de lucru s-au trasat în majoritatea cazurilor în coordonatele lg I/lgC, iar în unele cazuri, în coordonatele $\Delta S/lgC$, făcîndu-se corecțiile necesare pentru conținuturile elementelor minore existente în granitul de Highiș.

În tabelul nr. 3 sînt trecute liniile analitice folosite.

Tabelul nr. 3

Elementele dozate, liniile analitice și sensibilitatea

Element	Linia Å	Sensibilitatea în arc de cărbune p.p.m.	Element	Linia Å	Sensibilitatea în arc de cărbune p.p.m.
Cu	3 247,59	3	V	3 185,396	5
Pb	2 833,069	10	Ti	3 241,99	30
Zn	3 345,02	100	Mn	2 801,084	10
Sn	3 034,120	10	Zr	3 438,23	30
Ge	2 651,178	10	Cr	4 254,346	10
Ga	2 943,639	10	Ba	2 335,261	300
Ni	3 414,765	10	Be	2 348,612	1
Co	3 453,514	10			

Precizia metodei exprimată în eroare relativă este $\pm 15\%$.

Dozarea Nb a TR s-a făcut folosind tehnica de îmbogățire pentru Nb și Yb utilizînd spectrograful Q 24, iar pentru La, Ce, Y spectrograful K S A 1.

Etaloanele au fost preparate într-o bază sintetică formată din Fe_2O_3 și TiO_2 în care s-a introdus Nb_2O_5 în domeniul de concentrație 10 000 — 100 p. p. m., iar pentru TR din $CaCO_3$ în care s-au adăugat sub formă de oxizi: La, Ce, Y, Yb, cu un domeniu de concentrație pentru Ce între 10 000 și 1 000 și pentru La, Y, Yb între 100 și 10 p. p. m.

Curbele de lucru s-au trasat în coordonatele $\Delta S/lgC$.

În tabelul nr. 4 sînt trecute liniile analitice folosite.

În figurile 1, 3, 5 și 7 au fost proiectate conținuturile în diferitele elemente minore din rocile de masiv, în figurile 2, 4, 6 și 8 conținutul acelorași

elemente în rocile filoniene, iar în figurile 9, 10, 11 şi 12 raportul Nb/Ti, La/Ce şi La + Ce/Y.

Din interpretarea acestor date analitice se constată prezenţa Ti şi a TR în toate rocile alcaline de la Ditrău, mai crescută în rocile melanocrate şi mai redusă în rocile intermediare şi acide.

Tabelul nr. 4

Elementele TR dozate, liniile analitice şi sensibilitatea

Element	Linia Å	Sensibilitatea în arc de cărbune p.p.m.
Nb	2 950,876	100
La	4 333,74	30
Ce	4 418,784	1 000—300
Y	4 374,93	10— 30
Yb	3 289,36	3

Notă. Precizia metodei exprimată în eroare relativă este de ±30% pentru Nb şi ± 20% pentru T.R.

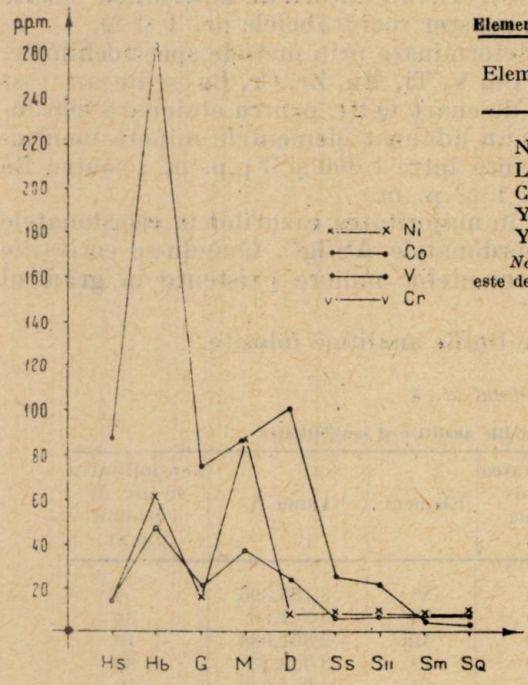


Fig. 1. — Conţinuturi de Ni, Co, V, Cr ale rocilor masivului.

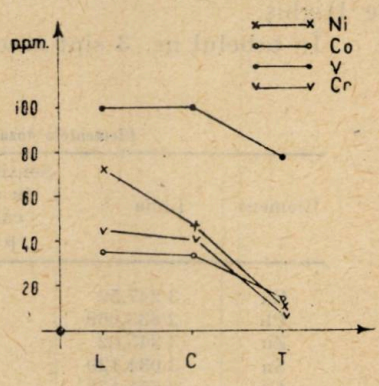


Fig. 2. — Conţinuturi de Ni, Co, V, Cr ale rocilor filoniene.

Yb este prezent în toate rocile de la Ditrău, dar în concentraţii mai mici de 3 p. p. m.

Elementele minore Zn, Sn, Ge sînt sub limitele de detecţie (Zn = 100 p. p. m.; Sn =10 p. p. m.; Ge = 10 p. p. m.).

Titanul apare cu concentraţie maximă în gabbrouri, hornblendite cu biotit şi diorite şi cu concentraţie minimă în rocile leucocrate : sienitele cu textură masivă şi sienitele cuarţifere.

Zirconiul, bariul şi manganul apar în toate tipurile de roci, fiind de ordinul sutelor de p. p. m., cu o variaţie redusă în funcţie de caracterul rocilor, fapt ce ne-a determinat să nu întocmim reprezentarea grafică a curbelor de variaţie ; de asemenea beriliul apare în cantităţi foarte reduse, dar tot fără posibilitatea sesizării unei variaţii în funcţie de caracterul rocilor analizate.

Nichelul, cobaltul şi vanadiul prezintă maxime de conţinut (87 p. p. m.; 48 p. p. m.; 264 p. p. m.) în hornblenditul biotitic şi în seria meladiorit-diorit pentru ca în rocile leucocrate conţinuturile să scadă

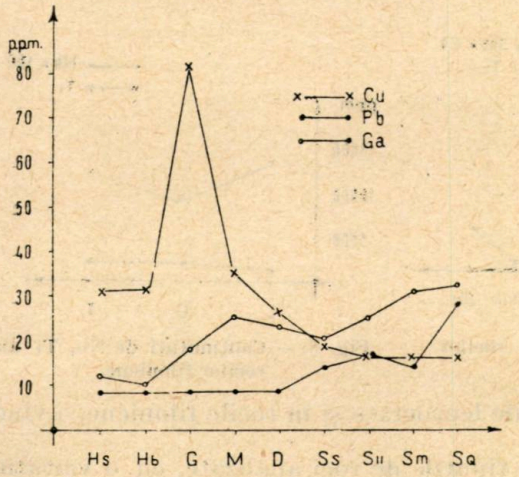


Fig. 3. — Conţinuturi de Cu, Pb, Ga ale rocilor masivului.

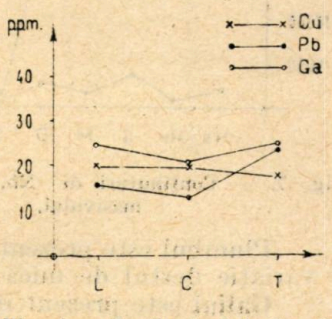


Fig. 4. — Conţinuturi de Cu, Pb Ga ale rocilor filoniene.

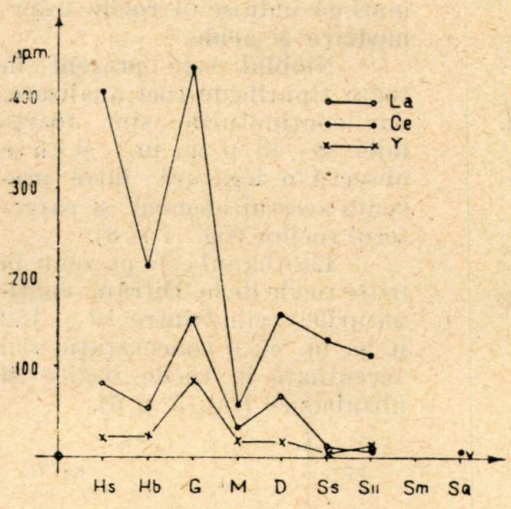


Fig. 5. — Conţinuturi de La, Ce, Y ale rocilor masivului.

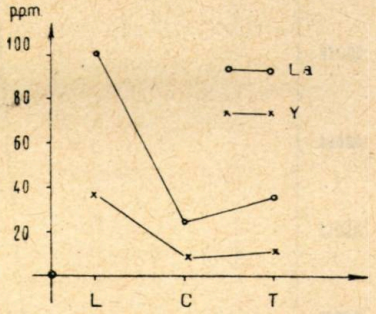


Fig. 6. — Conţinuturi de La, Y ale rocilor filoniene.

foarte mult (Ni şi Co trec la cantităţi nedetectabile iar vanadiul la conţinuturi sub 22 p. p. m.) (fig. 1 şi 2).

Cromul s-a putut determina numai în meladiorit, lamprofir şi camptonit, cu conţinuturi cuprinse între 69 şi 42 p. p. m.

Cuprul prezintă maximul de conţinut în gabbro, întrecînd de două pînă la patru ori conţinuturile în celelalte tipuri de roci analizate (fig. 3 şi 4).

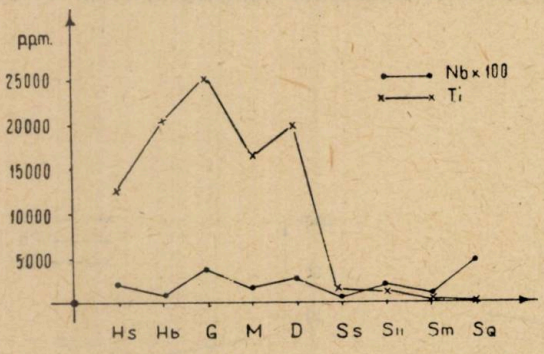


Fig. 7. — Conţinuturi de Nb, Ti ale rocilor masivului.

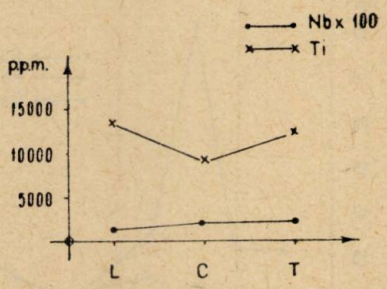


Fig. 8. — Conţinuturi de Nb, Ti ale rocilor filoniene.

Plumbul este prezent în rocile leucocrate şi în rocile filoniene, avînd o variaţie destul de mică.

Galiul este prezent în toate tipurile de roci analizate, cu o variaţie destul de restrînsă (10 — 32 p. p. m.), conţinuturile cele mai mari găsindu-se în rocile intermediare şi acide.

Niobiul este prezent în toate tipurile de roci analizate, dar conţinuturile sînt foarte mici (8—48 p. p. m.) şi nu se observă o legătură între prezenţa acestui element şi caracterul rocilor (fig. 7 şi 8).

Lanthanul este prezent în toate rocile de la Ditrău, conţinuturile variind între 12 şi 152 p. p. m. cu o concentraţie mai accentuată în rocile bazice şi ultrabazice (fig. 5 şi 6).

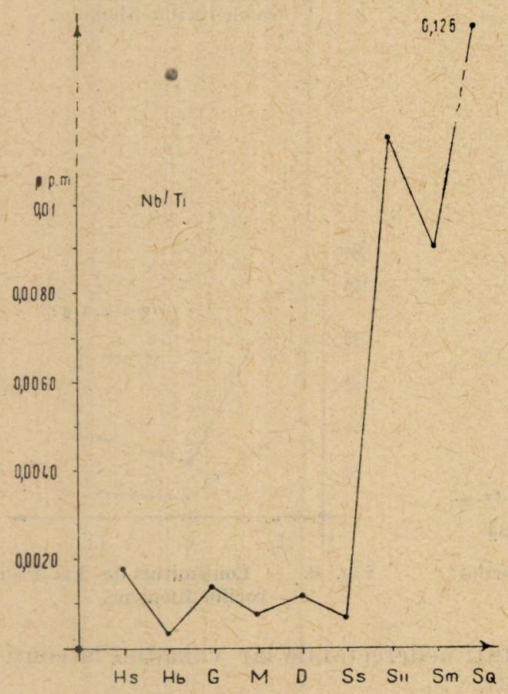


Fig. 9. — Raportul Nb/Ti în rocile masivului.

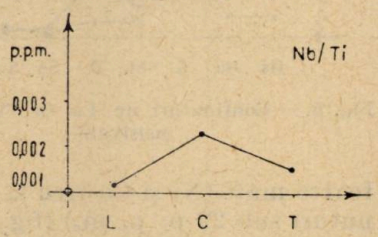


Fig. 10. — Raportul Nb/Ti în rocile filoniene.

Ceriul este prezent în toate rocile analizate cu conținuturi care variază de la 60 și 410 p. p. m., constatîndu-se preferința pentru rocile bazice și ultrabazice din masiv.

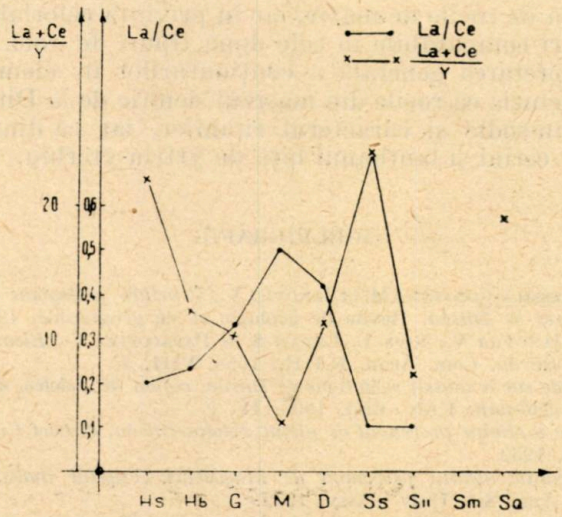


Fig. 11. — Raportul La/Ce și $\frac{La + Ce}{Y}$ în rocile masivului.

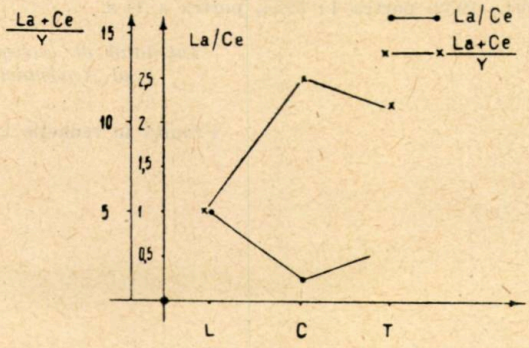


Fig. 12. — Raportul La/Ce și $\frac{La+Ce}{Y}$ în rocile filoniene.

Yttriul a fost identificat de asemenea în toate rocile alcaline de la Ditrău, cu conținuturi mici cuprinse între 5 și 60 p. p. m., concentrarea maximă fiind găsită în gabbro.

Raportul niobiu/titan ne arată clar prezența minoră a primului element în raport cu al doilea (fig. 9 și 10), iar raportul pămînturilor rare în-

tre ele ne arată predominarea ceriului și a lanthanului asupra yttriului (fig. 11 și 12).

Analizînd conținutul în elemente minore al rocilor filoniene față de rocile de masiv, se pot remarca valori mai ridicate în Ni, Co, V, Ba ale rocilor filoniene față de rocile de masiv, iar în privința celorlalte elemente dozate, conținuturi comparabile în cele două tipuri de roci.

Din interpretarea generală a conținuturilor în elemente minore se poate trage concluzia că rocile din masivul sienitic de la Ditrău au pe lîngă caracterul alcalin-sodic și caracterul titanifer, iar că dintre pămînturile rare predomină ceriul și lanthanul față de yttriu-yterbiu.

BIBLIOGRAFIE

1. Codarcea Al., Dessila-Codarcea M. et Ianovici V., *Structure géologique du massif de roches alcalines de Ditrău*, Revue de géologie et de géographie, 1958, **II**, *1*.
2. Codarcea Al., Ianovici V., Iova I., Lupan S. și Papacostea C., *Elemente rare în masivul de la Ditrău*, Com. Acad. R.P.R., 1958, **VIII**, *3*.
3. Ianovici V., *Etude sur le massif syénitique de Ditrău, région de Jololca, district de Ciuc*, Rev. Muz. geol-min. Univ. Cluj, 1933, **IV**, *2*.
4. — *Gabbro à olivine provenant de pîrîul Jololca-Ditrău, district Ciuc*, Ann. Sci. Univ. Jassy, 1932.
5. — *Le granite alcalin provenant de Magasbück (Făgetul înalt), Ditrău, district de Ciuc*, Ann. Sci. Univ. Jassy, 1932.
6. Mauritz B., Vendl N. u. Harwood F. H., *Neueste Syenittypen von Ditró in Siebenbürgen*, Math. u. Natur. Berichte aus Ungarn, 1926, **XXXIII**.
7. — *Weitere petrochemische Untersuchung des Syenites von Ditró*, Math. u. Natur. Berichte aus Ungarn, 1926, **XXXIII**.
8. Streckeisen A., *Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditró (Siebenbürgen)*, Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., 1952, partea I; 1954, partea a II-a.

Institutul de geologie și geografie al Academiei R.P.R.

Primită în redacție la 9 iulie 1964.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL GEOCHIMIC AL MASIVULUI HIGHIȘ

DE

D. GIUȘCĂ
MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI R.P.R.,
JEANA IONESCU și CONSTANȚA UDRESCU

55(05)

Pe baza unor date chimice și spectrale s-a pus în evidență faptul că rocile bazice din Masivul Highiș se pot împărți în 3 grupe : roci provenite din magma practic nediferențiată, roci de acumulare și roci derivate dintr-un lichid rezidual. În cadrul rocilor din prima grupă metabazaltul anamesitic conține 74 p.p.m. Ni, 12 p.p.m. Co, 200 p.p.m. V. Cea de-a doua grupă de metabazalt și metagabbrouri este caracterizată printr-o importantă creștere a conținutului în Ni și Cr, creștere care pledează pentru caracterul de acumulare al acestor roci în raport cu metabazaltele primului grup. Rocile din grupa a treia se caracterizează printr-un conținut foarte redus de Ni și o importantă scădere a valorilor Co, în timp ce valorile pentru Cr și V sînt asemănătoare celor din prima grupă. Valorile raportului Co/Ni cresc între 0,5 și 2, de la rocile de acumu lare la diferențiatele granodioritice. Ca urmare a proceselor de metamorfism hidro termal, survin unele modificări în conținuturile elementelor minore.

În formațiunile cristaline din partea sudică a Masivului Highiș (Carpații Apuseni) predomină un complex ofiolitic alcătuit din metabazalte, metadolerite și metagabbrouri. Ultrabazite metamorfozate sînt sporadice, semnalate numai în două puncte (3).

Au fost analizate prin tehnica semimicroanalitică trei roci tipice din acest complex: un metabazalt, un metabazalt anamesitic și un metagabbrodiorit cuarțifer (tabelul nr. 1).

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 2 p. 431–438 București 1964

13–c. 4625

Chimismul lor corespunde magmelor gabbroică, c-gabbroică și normal gabbrodioritică. Diagrama de variație cu parametrii Niggli (fig. 1) vădește raporturi de diferențiere între aceste magme, sugerînd că magma normal gabbrodioritică reprezintă un lichid rezidual.

Unele particularități ale magmei c-gabbroice, cum ar fi valoarea crescută a calcei și magneziei față de magmele gabbroice, sugerează că rocile corespunzătoare sînt formate prin acumularea mineralelor cafemice în magma gabbroică, proces complementar formării magmei gabbrodioritice.

Deși documentația chimică de care dispunem este foarte redusă, considerăm că este totuși reprezentativă pentru complexul ofiolitic din Munții Highiș, deoarece studiul petrografic a arătat larga răspîndire a tipurilor de roci analizate, iar studiul spectral al unui număr mai mare de probe permite împărțirea lor în trei grupe, care au ca prototip rocile analizate.

*Tabelul nr. 1**

Analizele chimice ale celor trei roci tipice din complexul studiat

Oxizi	5 081	9 298	7 212
SiO_2	45,91	44,84	50,46
TiO_2	2,53	3,43	2,44
Al_2O_3	15,27	15,82	14,69
Fe_2O_3	2,48	2,08	3,04
FeO	9,74	8,26	7,31
MnO	0,16	0,20	0,16
MgO	6,95	8,54	6,55
NiO	n.d.	0,007	n.d.
CaO	10,63	11,66	8,75
Na_2O	3,19	2,24	3,02
K_2O	0,84	1,06	2,29
P_2O_5	0,39	0,51	urme
H_2O	2,47	2,09	2,01
	100,56	100,73	100,72
si	103,0	97,0	124
al	20,5	20,0	21
fm	46,0	47,0	45
c	25,5	27,0	23
alk	8,0	6,0	11
k	0,15	0,2	0,35
mg	0,50	0,6	0,50
qz	−29	−27	−20

* Analist D. Giușcă.

Notă. 5 081 metabazalt, valea Cladoviței; magmă gabbroică.

9 298 metabazalt (anamesit), valea Chersca; magmă gabbroică-c-gabbroică.

7 212 metagabbrodiorit cuarțifer, valea Cladovei; magmă gabbrodioritică normală.

Analiza spectrală a rocilor bazice s-a limitat la dozarea cantitativă a Ni, Co, Cr și V (tabelul nr.2). Precizia determinărilor exprimată în erori relative poate atinge 15%.

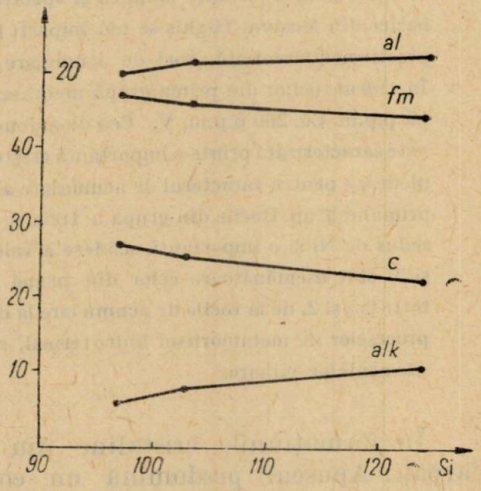


Fig. 1. — Curbele de variație ale rocilor din complexele ofiolitice.

Metabazaltul analizat chimic conține 27 p. p. m. Ni, 33 p. p. m. Co, 57,5 p. p. m. Cr și 132 p. p. m. V. Un alt metabazalt a dat conținuturi asemănătoare.

Tabelul nr. 2 *

Elemente minore în metabazaltele și metagabbrourile din Masivul Highiș

Denumirea rocii și proveniența		Elemente p.p.m.			
		Ni	Co	Cr	V
Metabazalt, valea Cladoviței (nr. 5 081)	grupa I	27	33	57	132
Metabazalt, valea Soimoș		30	29	57	126
Metabazalt, valea Soimoș		38	22	99	118
Metabazalt, valea Chersca (nr. 9 298)	grupa a II-a	43	32	105	118
Metabazalt, valea Cladovei		74	12		200
Metabazalt, Covăsînț		72	42	129	141
		49	39	95	138
Metabazalt cuarțifer, Măgura		10	18	35	118
Metabazalt porfiritic, valea Milovei		10	10		132
Metagabbrodiorit cuarțifer, valea Cladovei (nr. 7 212)	grupa a III-a	14	19	48	132
Metagabbro, Păuliș		10	16	74	112
Metagabbro, valea Cladovei		10	14		107
Metapiroxenit, lîngă gara Cladova		35	44	318	48
Metagabbro slab epidotizat		56	32	74	85
Metagabbro epidotizat, Păuliș		21	12	35	105
Metagabbro strivit, pîrîul Măgurei		24	22	129	87
Clorit, Păuliș		160	39		55
		120	36	123	39
Șisturi permocarbonifere		54	23	91	120

* Analiste Jeana Ionescu și Constanța Udrescu.

În metabazaltul anamesitic conținutul în Ni se ridică la 74 p. p. m., cel de cobalt atinge abia 12 p. p. m., iar cel de vanadiu 200 p. p. m. O dozare mai veche colorimetrică (D. Giușcă) a dat 70 p. p. m. Ni, în perfectă concordanță cu datele spectrale. Un alt metabazalt analizat chimic parțial, a cărui compoziție este practic identică cu a metabazaltului anamesitic, conține 43 p. p. m. Ni, 32 p. p. m. Co, 105 p. p. m. Cr și 118 p. p. m. V. Conținuturi similare arată alte două roci gabbroice. Cea de-a doua grupă de metabazalte și metagabbrouri s-ar caracteriza așadar printr-o creștere apreciabilă a conținutului în Ni și Cr.

În cea de-a treia grupă se cuprind metabazalte cuarțifere, metabazalte porfirice și metagabbrouri cuarțifere. Metagabbroul cuarțifer analizat conține 14 p. p. m. Ni, 19 p. p. m. Co, 48 p. p. m. Cr și 132 p. p. m. V. Celelalte roci arată conținuturi în Ni sub 10 p. p. m., Co între 10 și 19, Cr între 35 și 74 și V între 107 și 132 p. p. m.; grupa este deci caracterizată printr-un conținut foarte redus în Ni și prin o descreștere apreciabilă a Co; Cr și V se mențin oarecum la nivelul primului grup.

Media conținuturilor în cele trei grupe dă o imagine mai clară a acestor diferențe.

	Ni	Co	Cr	V
grupa I	29	31	57	129
grupa II	60	31	110	174
grupa III	10	16	52	120

Conținutul crescut în Ni și Cr al rocilor din cea de-a doua grupă pledează de asemenea pentru interpretarea acestora ca roci de acumulare în raport cu metabazaltele primului grup. În metabazaltele și metagabbrourile cuarțifere, procesul de diferențiere nu afectează conținutul în Cr și V, dar scăderea Ni și Co este importantă. Valoarea raportului Co/Ni crește regulat (0,5 — 2) de la rocile de acumulare la diferențiatele gabbrodioritice.

Șisturile clorito-actinolitice cu structura blastoporfirică întîlnite în apropierea gării Cladova conțin 35 p. p. m. Ni, 44 p. p. m. Co, 318 p. p. m. Cr și 46 p. p. m. V. Îndeosebi conținutul ridicat în crom și cobalt trădează caracterul ultrabazitic original al acestei roci.

În concluzie, procesele de diferențiere ale complexului ofiolitic în partea vestică a Munților Highiș sînt puțin pronunțate și se limitează practic la formarea magmelor gabbrodioritice și c-gabbroide din magma gabbroică inițială. Filoane de diorite cuarțifere și granodiorite sînt răspîndite în rocile gabbroice, dar cantitativ neînsemnate. Ultrabazitele sînt roci cu totul subordonate în această suită și magma gabbroică se integrează în grupul subbazaltelor, care sînt întîlnite în provincii variate (1).

În contrast cu această situație, ofiolitele mezozoice ale primei faze de erupție arată în Munții Drocea numeroase cazuri de diferențiere pregnantă care se manifestă și geochimic foarte clar (tabelul nr. 3). Astfel, la Roșia-Nouă, în complexul bazaltic se cunoaște un masiv de gabbro,diferențiat în gabbro cu olivin, metagabbro și peridotit (6). Conținutul în Ni, Co, Cr al bazaltului și doleritului se apropie de cel ce caracterizează primul grup ; doleritul corespunde chiar mediilor arătate mai sus. Este o indicație interesantă privind uniformitatea chimică a acestor magme nediferențiate.

Tabelul nr. 3

Elemente minore în rocile complexului bazaltic din Masivul Drocea

Denumirea rocii și proveniența	Elemente p.p.m.			
	Ni	Co	Cr	V
Bazalt, Roșia-Nouă	19	34	235	
Dolerit, Roșia-Nouă	31	38	124	
Gabbro cu olivin, Roșia-Nouă	73	26	142	219
Gabbro cu olivin, Roșia-Nouă	174	42	148	
Metagabbro, Trouaș	355	63	692	60
Metagabbro, Roșia-Nouă	757	91	800	63
Peridotit, Almaș — Săliște	800	81		47
Peridotit, Roșia-Nouă	870	81	758	55

Creșterea considerabilă a nichelului și cromului, pe de o parte, descreșterea vanadiului, pe de altă parte, în profilul corpului stratificat : gabbro cu olivină-metagabbro-peridotit oglindește geochimic condiții de diferențiere care nu au fost atinse în complexul ofiolitic din Masivul Highiș. Valori similare pentru conținuturile de Ni, Co, Cr și V au fost obținute și pentru peridotitele și metagabbrourile de la Trouaș și pentru peridotitele la Almaș — Săliște.

Este de remarcat că unul din gabbrourile cu olivină de la Roșia-Nouă care face parte dintr-o serie de roci rezultate prin procese de acumulare se apropie geochimic de bazaltele pe care le-am considerat în Masivul Highiș că s-au format prin procese similare.

Datele de care dispunem permit să apreciem în linii generale modificările care survin în conținutul elementelor minore, ca urmare a proceselor de metamorfism hidrotermal. Metagabbrourile epidotizate acuză o scădere sensibilă a tuturor componentelor. Metagabbroul de la Păuliș conține astfel numai 21 p. p. m. Ni, 12 p. p. m. Co și 35 p. p. m. V.

În rocile complexului bazic din Masivul Highiș se găsesc filoane hidrotermale de cuarț și clinoclor, uneori cu oligogist și sideroză ; acest clorit formează mase compacte, alcătuite din lame largi și rezultă prin secreție laterală. Analiza spectrală pune în evidență o îmbogățire apreciabilă în Ni, Co și Cr și un conținut mult mai redus în vanadiu, față de conținuturile medii ale rocilor pe seama cărora s-au format. Nu avem însă date pentru a face o comparație directă cu mineralele feromagneziene din care a provenit.

O singură analiză de șist amfibolo-epidotic derivat dintr-un filon subțire de gabbro sugerează că procesul de recristalizare nu a afectat apreciabil cei 4 componenți minori. O situație deosebită arată însă șistul clorito-actinolitic amintit mai sus, în care procesul de recristalizare a dus la o scădere substanțială a conținutului în nichel și la un raport Co/Ni anormal de ridicat.

*

În Masivul Highiș granitele formează corpuri vaste sub cuvertura subțire a formațiunilor cristaline. Ele apar la zi pe suprafețe însemnate. În partea nordică a regiunii se cunosc și mici corpuri de granite aplitice și porfire microgranitice mai tinere. S-au dozat în 12 probe Sn, Pb, Cu, Ni, Cr, V, Zn, Ga și Be (tabelul nr. 4, analiste J. Ionescu și C. Udrescu).

Conținutul în Pb variază între limite reduse, 12 — 21 p. p. m. Sn atinge excepțional 10 p. p. m., limita sa de detecție. Cuprul arată variații mai largi 11 — 43 p. p. m. Valori mai importante 33 — 39 p. p. m. prezintă granitul în vecinătatea unor zăcăminte cuprifere sau lucrări miniere vechi, în valea Soimoș și în pîrîul Bumbului. Valoarea cea mai ridicată s-a întîlnit în faciesul marginal al granitului la nord de Radna.

Conținuturile în nichel se găsesc în general în limita de detecție 10 p. p. m., iar cele de cobalt sub această limită. Este de semnalat conținutul apreciabil în Ni și V arătat de un filon de granit în valea Radnei, 35, respectiv 45 p. p. m. ; aceste conținuturi anormale ar putea fi datorite unei contaminări din complexul ofiolitic străbătut. În majoritatea cazurilor, vanadiul variază între 5 și 17 p. p. m. Numai într-un singur caz cromul a depășit limita de detecție.

O situație remarcabilă prezintă beriliul. Granitul de Highiș conține între 3,1 și 6 p. p. m. Be, în medie 4 p. p. m., în timp ce micile corpuri de granite aplitice și porfire microgranitice din partea de nord a regiunii conțin 1,5 — 2,1 p. p. m., cu o medie de numai 2 p. p. m. Este singura de-

Tabelul nr. 4

Elemente minore în granitele din Masivul Highiș (p.p.m.)

Nr. probei	Proveniența	Sn	Pb	Cu	Ni	Cr	V	Zr	Ga	Be
5 036	valea Soimoș, granit	10	16,3	39,2	10	—	nd	537,5	34,8	3,1
7 152	valea Soimoș, granit	10	13,5	10,8	10	—	nd	246	22,4	5,75
7 235	valea Soimoș, granit	10,7	11,9	21	10	—	14,1	159	27,7	4
5 050	Radna, granit mărunt	10	10	43	10	—	17,3	360	36,1	3,5
5 108	Păuliș, granit filonian	10	16,3	25,6	10	—	5,9	235	27	4,0
	Radna, cariera de granit	10	21,0	20	10	—	12,5	120	22,5	4,0
9 219	valea Conop, granit	10	14,2	22,7	10	—	6,6	513	30,0	3,1
	Cuvin, granit cu turmalin, albitizat	10	20	18,3	10	—	8,1	56	25	6,0
7 166	Coliba Ovainã, microgranit	10	10	21,4	10	—	nd	86	28,8	1,5
7 164	Covăsinț, microgranit	10	12,0	35,4	10	10—30	4,7	112	13,5	2,1
9 666	Covăsinț	10	21,2	33	41	—	nd	555	30,2	2,1

terminare care diferențiază net cele două tipuri de roci granitice. Cele mai largi variații de conținut le arată zirconiul : 56—1 520 p. p. m., fără a putea corela aceste variații unor situații bine definite ; este posibil ca acest rezultat să fie datorit repartiției foarte neuniforme a cristalelor de zircon, care s-ar manifesta astfel pregnant prin analiza unor probe de numai —100 g.

*

Pentru caracterizarea chimică a rocilor ofiolitice au fost analizate două metabazalte și un metagabbrou, folosindu-se tehnica semimicroanalitică (2), (4), (5). Vom arăta pe scurt metodele la care ne-am oprit după numeroase încercări.

Balanța folosită este model „Meopta", permițînd cîntăriri foarte rapide fără precauții deosebite. Creuzetele de platină au o greutate de 6—12 g ; s-au folosit tuburi filtrante cu placă poroasă de sticlă de Jena sau de silice. Vasele utilizate pentru reacții au fost de regulă creuzete și capsule de silice sau de porțelan, iar pentru titrare modelele obișnuite de microbiurete de 2,5 și 10 cm^3.

Pentru dozarea silicei s-a plecat de la 0,02 g de substanță topită cu circa 0,2 g Na_2CO_3 în cuptor electric. Pentru dizolvare s-a așezat creuzetul într-un vas mic acoperit, alături de o capsulă cu HCl fumans. Pentru filtrarea silicei s-a folosit, în lipsa unui filtru de platină, un filtru format prin acoperirea capătului de la tubul aparatului de filtrare cu un cilindru de hîrtie de filtru prins cu un inel de sîrmă de platină.

Pentru dozarea sumei oxizilor $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2$ s-au dezagregat 0,03 g de substanță cu HF și H_2SO_4, iar reziduul dizolvat în apă

slab acidulată a fost tratat cu acetat de oxină, folosindu-se tampon acetic. Uscarea precipitatului de oxinați s-a făcut la 140°. În filtrat s-au dozat succesiv Ca și Mg ca oxalat, respectiv oxinat, după prealabila distrugere a oxinaților cu apă regală. S-a încercat cu succes și precipitarea directă, într-o probă separată, a oxalatului de calciu în mediu oxalic la pH 4,5 — 5,5. În toate cazurile s-a precipitat oxalatul de calciu de două ori.

În schimb nu s-a reușit precipitarea directă a oxinatului de magneziu în mediu tartric, astfel că s-a folosit în toate cazurile pentru dozarea magneziului procedeul mai sus descris.

Titanul a fost dozat colorimetric într-o probă separată. Valoarea fierului total a fost obținută în altă probă prin titrarea soluției reduse cu $SnCl_2$, folosindu-se permanganat N/50 și $\alpha\alpha'$-dipiridil ca indicator.

Pentru dozarea fierului feros s-a dezagregat roca în creuzet, fără alte precauții decît eliminarea aerului prin fierberea slabă a soluției de H_2SO_4 diluat și HF. S-a blocat apoi fierul feros cu acid boric, titrîndu-se ca mai sus.

Pentru dozarea alcaliilor s-a plecat de la 0,02 g de substanță dezagregată cu HF și H_2SO_4. Soluția a fost tratată cu hidrat de calciu, obținîndu-se la sfîrșitul operațiilor suma sulfaților. Sodiul a fost dozat cu acetat triplu de uranil, zinc și sodiu, iar potasiul prin diferență.

Manganul și fosforul au fost dozați în probe separate, manganul colorimetric, iar fosforul ca anhidridă fosfomolibdenică, după încălzire la 450°.

Pentru dozarea apei, ținînd seama că rocile sînt proaspete și lipsite de carbonați, s-a determinat pierderea prin calcinare și s-a efectuat corecția oxidării fierului prin dozarea FeO în proba calcinată.

Pentru determinarea elementelor minore Sn, Pb, Cu, Ga, Ni, Co, V, Cr, Zn, Be s-a folosit tehnica analizei spectrale cantitative.

Ni, Co, V, Cr, Zr, Be intră în grupa elementelor greu volatile, de aceea la dozarea lor este necesară o temperatură mai mare a arcului care să asigure volatilizarea.

Neavînd la dispoziție un arc de curent continuu, am folosit arcul de curent alternativ și electrozi de cărbune de o formă specială, care asigură o temperatură mai ridicată. Sn, Pb, Cu, Ga intră în grupa elementelor ușor volatile și nu necesită o temperatură prea ridicată a arcului.

Etaloanele au fost preparate în laborator, adăugînd elementele menționate sub formă de săruri în granitul de Highiș, în diferite concentrații (între 10 și 300 p.p.m). În granitul de Highiș, folosit ca bază pentru etaloane, am determinat pe cale spectrală, prin metoda adaosurilor, un conținut de 13 p.p.m. V, elementele Ni, Co și Cr găsindu-se în această rocă sub limita de detecție (10 p.p.m.). Pentru Be etaloanele s-au preparat adăugînd oxid de Be în bazaltul de Racoș între 1 și 10 p.p.m.

Atît etaloanele, cît și probele au fost amestecate cu clorură de sodiu spectral pură și praf de cărbune în proporția de 1 :1 :2, pentru a asigura o ardere uniformă și stabilă a arcului. Omogenizarea s-a făcut în mojar de

Element	Linie Å	Limita de sensibilitate p.p.m.
Cu	I 3 273,96	3
Pb	I 2 833,07	10
Sn	I 3 034,12	10
Ga	I 2 943,64	10
Ni	I 3 414,76	10
Co	I 3 453,50	10
V	I 3 185,39	5
Cr	I 4 254,35	10
Zr	II 3 438,23	30
Be	I 2 346,61	1

agat. Cantități egale (exact cîntărite) de amestec au fost introduse în cavitatea electrozilor și au fost arse complet în cazul dozării elementelor greu volatile; pentru dozarea elementelor ușor volatile arderea a fost de 80 s.

S-a lucrat cu spectrograful Q 24, folosind ca sursă de excitație generatorul Dg 2. Intensitatea curentului de arc a fost de 12 A, iar timpul de ardere completă a probei circa 2 min.

S-au folosit plăci Agfa pentru ultraviolet, developînd 2 min în revelator metol-hidrochinonă la 20°C.

Liniile folosite în analiză și limitele de sensibilitate corespunzătoare sînt menționate în tabelul de mai sus.

Determinările au fost efectuate în triplu pentru fiecare probă. Precizia metodei exprimată în eroare relativă este $\pm 15\%$.

BIBLIOGRAFIE

1. Burri C. u. Niggli P., *Die jungen Eruptivgesteine des Mediteranen Orogens*, Zürich, 1945.
2. Charlot G. et Bézier D., *Méthodes modernes d'analyse quantitative minérale*, Paris, 1949.
3. Giușcă D., *Observații asupra formațiunilor cristaline și metamorfismului de contact al granitelor din Masivul Highiș*, St. și cerc. geol., 1962, VII, 2.
4. Hecht Fr. u. Donau I., *Anorganische Mikrogewichts — analyse*, Viena, 1940.
5. Körenman I. M., *Microanaliza chimică cantitativă*, București, 1951.
6. Savu H., *Asupra unor iviri de roci ultrabazice din partea centrală a geosinclinalului Mureșului*, Dări de seamă Com. geol., 1962, XLV.

Institutul de geologie și geografie al Academiei R.P.R.

Primită în redacție la 30 martie 1964.

OBSERVAȚII ASUPRA IMPORTANȚEI ÎN TERMOMETRIA GEOLOGICĂ A INCLUZIUNILOR LICHIDE DIN CRISTALELE DE BLENDĂ

DE

M. BORCOȘ

55(05)

Majoritatea zăcămintelor hidrotermale polimetalice și aurifere din regiunea Baia-Mare și unele zăcăminte din regiunea Munților Metaliferi conțin cristale transparente de blendă cu incluziuni lichide, care satisfac exigențele cercetărilor de geotermometrie. Pe baza observațiilor culese în timpul determinărilor experimentale efectuate pe aceste cristale, s-au făcut aprecieri privind aportul și importanța lor în caracterizarea condițiilor termodinamice de formare a zonelor mineralizate. Acestea concordă cu rezultatele obținute anterior pe cristale de cuarț și parțial cu concluziile formulate pe cale geochimică, prin determinarea conținutului de fier în blendă.

În general, lucrările care au abordat în ultimul timp determinarea condițiilor termodinamice de formare a mineralelor și rocilor dovedesc valabilitatea concluziilor formulate pe baza determinărilor efectuate prin metoda omogenizării fazelor din incluziunile lichide primare. Datele obținute prin această metodă directă de observație pot fi considerate ca reale. Prin respectarea condițiilor de lucru, folosirea celui mai indicat material, selecționarea incluziunilor, aplicarea corecțiilor de presiune, ca și prin alegerea criteriilor de interpretare se pot elimina, în mod practic, toate erorile care ar influența rezultatele obținute. Valabilitatea acestei metode, un timp contestată (de Phillips, Judin și Zirkel, Butuzov și Ikornikova), este în prezent unanim recunoscută. Acest fapt s-a verificat direct și indirect, prin alte metode — mineralo-

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 2 p. 439–449 București 1964

gice, geochimice și fizice —, ceea ce confirmă acuratețea acestei metode folosite tot mai mult în studiul zăcămintelor hidrotermale.

În estimarea temperaturilor de formare a unor minerale din R.P.R., ca și pentru alte lucrări cu un caracter mai cuprinzător, care se referă la unele aspecte ale dinamicii procesului de mineralizare din zăcămintele hidrotermale, sau pentru studii paleogeotermometrice, s-a aplicat metoda omogenizării fazelor din incluziunile lichide din cuarț, calcit, dolomit și baritină.

În prezent dispunem de informații asupra majorității zăcămintelor hidrotermale din R.P.R.

Examinînd și alte minerale în cercetările noastre experimentale de geotermometrie, am ajuns la concluzia că varietățile transparente și semitransparente de blende din zăcămintele hidrotermale din țară conțin incluziuni lichide, care oferă de asemenea posibilitatea determinării temperaturilor de cristalizare. Această constatare făcută pentru prima dată și la noi în țară a fost folosită cu succes la studiul unor zăcăminte hidrotermale polimetalice din regiunea Miami Picher, Northwestern Illinois, Mississippi Valley, Tri-State și Ruhr (1), (11), (16).

Prin identificarea acestui mineral purtător de incluziuni lichide se creează posibilități mai largi de investigație și de apreciere a condițiilor termodinamice de formare a zăcămintelor hidrotermale.

PROVENIENȚA MATERIALULUI ȘI DESCRIEREA SA MINERALOGICĂ

Materialul cercetat a fost colectat din regiunea Baia-Mare, din filoanele hidrotermale de sulfuri polimetalice, care conțin predominant plumb și zinc cu aport subordonat de cupru și aur, de la Vama, Nistru, Capnic și Jereapăn (fig. 1—6). Din regiunea Munților Metaliferi s-au studiat pînă în prezent doar unele probe care provin din zonele mineralizate de la Porcurea (r. Orăștie) și Stănija (r. Alba), aparținînd tipului de zăcăminte aurifere.

1. Cristalele de blendă transparente și semitransparente de la Vama provin din zone mineralizate explorate recent. Umplutura filoanelor este reprezentată de următoarea parageneză : pirită, blendă, calcopirită, galenă, marcasită și calcit. În general, blenda opacă și pirita reprezintă începuturile procesului de mineralizare, varietatea semi- și transparentă de blendă formîndu-se ulterior. Aceasta prezintă frecvent o culoare cafenie. Uneori se observă și forme transparente cu o culoare galbenă ca mierea sau cristale brune-roșcate, cu un grad de transparență scăzut. În masa minereului blenda transparentă și semitransparentă se dezvoltă sub formă de cristale izolate cu aspect tabular sau ca agregate ; în cele mai multe cazuri apare sub formă de pelicule ce îmbracă fețele cristalografice și planele de clivaj ale cristalelor de blendă opacă, cimentînd uneori și interstițiile dintre aceste granule, cînd ele se dezvoltă neregulat.

2. Probele din zăcămîntul Nistru sînt caracteristice filonului Sofia și ramificațiilor sale, format la contactul unui corp andezitic propilitizat orientat est-vest. Compoziția mineralogică este dată de prezența blendei,

galenei, wurtzitului, piritei, calcopiritei, dezvoltate compact în benzi și cuiburi sau prinse în ganga de cuarț. Textura filonului este rubanată. Din aspectul relațiilor dintre elementele componente se poate admite că blenda și pirita reprezintă prima generație în succesiunea de cristalizare, urmate de galenă, calcopirită, wurtzit și blendă transparentă. Acestea din urmă se dezvoltă pe toată grosimea filonului, sub formă de cristale individuale sau agregate, în plaje, cuiburi sau preferențial, însoțind fisuri milimetrice de calcită ramificate neregulat în masa filonului. Culoarea blendei este galbenă, galbenă ca mierea — cu un grad ridicat de transparență. Uneori se întîlnesc și cristale mai închis colorate, galbene-brune. Mărimea cristalelor, de obicei tabulare, variază de la dimensiuni submilimetrice la maximum 3—4 mm.

3. Blenda transparentă din mina Capnic a fost selecționată din probe de blendă opacă (cenușie-neagră), traversată de vine milimetrice de cuarț alb sau violaceu semitransparent. Probele au fost colectate din filonul Iosif orientat NNE — SSV. Fracturile mineralizate fac parte din grupul filoanelor considerate din generația a doua (6), în care conținutul de minerale metalice în ordinea importanței este : blendă, galenă, pirită, calcopirită, tetraedrit, bournonit, stibină, plumozit, marcasită, realgar, auripigment, sulf și arsen nativ, cu minerale de gangă : cuarț, rodocrozit, rodonit, calcit, baritină, dolomit și gips. Se consideră că blenda și galena sînt mai tinere decît depunerile de pirită și calcopirită din ganga de cuarț și calcedonie cu textură colomorfă, care marchează începuturile procesului de mineralizare, și sînt urmate de depunerile de sulfosăruri contemporane piritei, calcopiritei, cuarțului larg cristalizat, baritinei, calcitei și gipsului.

În masa compactă de blendă opacă, blenda transparentă este destul de uniform răspîndită, sub formă de agregate sau cristale izolate cafenii, semitransparente sau brune-roșcate. Accidental se întîlnesc sub formă de cuiburi și în masa cuarțului semitransparent.

4. Cîteva probe colectate de pe haldele sectorului minier Jereapăn ne permit să facem unele considerații și asupra varietății de blendă transparentă prezentă în filoanele din extremitatea de est-sud-est a marii zone mineralizate care ocupă partea sudică a Munților Gutîi, explorată prin vechi lucrări miniere, în prezent inaccesibile. Aspectul fragmentelor de minereu atribuie filonului o textură breccioasă, totuși cu un caracter rubanat, în care se poate observa clar prima depunere de minerale metalice, reprezentată prin blendă opacă cu aport subordonat de pirită. Ca minerale de gangă, în masa filonului se identifică calcit și cuarț care se dezvoltă uneori și sub formă de cristale libere în geodele filonului. Blenda semitransparentă este de culoare cafenie sau brună-roșcată. Apare sub același tip de prezentare în relațiile cu cristalele de blendă opacă ca și în cazul celor din sectorul Vama. Gradul de transparență scade progresiv cu creșterea grosimii cristalelor.

Cristalele de blendă analizate care provin din regiunea Munților Metaliferi au fost colectate din filonul Felix și stocul Crăișor, sectorul minier Porcurea și din mina Stănija, sectorul minier Almaș.

5. Filonul Felix, cercetat prin galeria Noroc Bun pe direcție aproximativ N 65° V, este constituit preponderent din pirită, marcasită și

blendă și subordonat calcopirită, cuarț și calcit. Filonul are o textură rubanată și în cocardă. Blenda transparentă este asociată intim cu blenda opacă, are o culoare galbenă-brună sau gabenă ca mierea, cu un grad ridicat de transparență. Se dezvoltă în general în agregate, mai rar în cristale individuale, cu dimensiuni care variază între 1 și 4 mm.

Parageneza și conținuturile imprimă mineralizației un caracter aurifer cu conținuturi apreciabile în minerale polimetalice.

6. Blenda transparentă din stocul Crăișor dezvoltat la contactul andezitului biotitic din Vîrful Băilor este de asemenea asociată intim cu blenda opacă. Aceasta se dezvoltă în cuiburi, pe fisuri sau ca impregnații fine într-o masă de bază breccioasă caolinizată intens, alături de pirită, galenă, mai puțin calcopirită, cuarț cristalin, criptocristalin și ametist. Parageneza mineralogică și conținuturile imprimă mineralizației un caracter pregnant polimetalic cu conținut scăzut în aur. Blenda transparentă prezintă o culoare specifică, galbenă ca mierea, asemănătoare blendei de la Nistru. Cristalele, de formă tabulară, se dezvoltă cu deosebire în agregate, în limitele dimensiunilor citate pentru filonul Felix.

7. Din sectorul minei Stănija, de pe halda galeriei Colț a fost colectat un eșantion din care s-au putut selecționa cîteva cristale de blendă brune-roșcate, semitransparente. Cristalele sînt intim asociate cu blenda opacă și galena. Eșantionul provine probabil din filonul Colț, explorat și exploatat prin vechi lucrări miniere.

★

Sub microscop cristalele de blendă transparentă de culoare galbenă-brună și galbenă ca mierea prezintă un grad avansat de transparență, cu irizații cenușii-albastre metalice pe spărturi și unele fețe de clivaj și cu efecte puternice de anizotropie în lumină polarizată. Este cazul cristalelor care provin din sectoarele Nistru, Porcurea și Capnic.

Blendele galbene-brune și cele brune-roșcate apar în lumină transmisă colorate intens în galben și galben-portocaliu, cu treceri gradate spre portocaliu-roșcat. Se mențin aceleași irizații pe spărturi și plane de clivaj. Efectele de anizotropie sînt mai puțin pronunțate. Cele mai slabe efecte le prezintă blendele din sectorul Jereapăn.

În general, culoarea blendelor variază de la periferia cristalelor — mai transparentă — spre interior de la un galben și galben-brun la brun-roșcat. De cele mai multe ori însă, în cîmpul cristalelor de aceeași grosime lipsite de incluziuni solide sau de alte impurități care ar putea fi vizibile la puterea de mărire a microscopului se observă o segregație haotică a culorilor. Probabil explicația ar consta în variația compoziției chimice, legată de distribuția neuniformă a componenților izomorfi în rețeaua cristalină, a sulfurii de zinc, dintre care Fe ar putea să aibă un rol principal.

EXAMENUL INCLUZIUNILOR

Incluziunile fluide din cristalele de blendă prezintă contururi regulate sau forme variate și neregulate, determinate în primul rînd de modul lor de formare, primar sau secundar. Media dimensiunilor incluziunilor

primare variază în limite mai strînse în comparație cu cea observată în cazul incluziunilor secundare. Mărimea incluziunilor în cadrul aceluiași cristal este destul de uniformă. Această caracteristică se poate menține uneori constantă în tot zăcămîntul. Dimensiunile cele mai frecvente pentru cavitățile incluziunilor primare regulate și ale bulelor din diverse sectoare sînt menționate în tabelul nr. 1.

Tabelul nr. 1

Dimensiunile cavităților incluziunilor primare

Proveniența	Dimensiunea cavității mm	Dimensiunea bulei mm	Raport volum cavit./bulă
Vama	0,03/0,02	0,007	3
Filon x	0,07/0,004	nedet.	—
Nistru	0,07/0,03	0,03	1,7
Filon Sofia	0,03/0,02	0,008	3
Capnic	0,04/0,02	0,015	2
Filon Iosif	0,09/0,06	0,03	2,3
Jereapăn	0,015/0,007	0,0010	10
Haldă. Galeria Napoleon	0,015/0,004	0,0008	10
	0,03/0,003	0,0016	10
	0,12/0,008	0,006	10
Porcurea	0,09/0,03	0,01	10
Filonul Felix	0,07/0,07	0,01	10
Porcurea	0,06/0,06	0,004	15
Stocul Crăișor	0,04/0,04	0,003	13
Stănija	0,07/0,05	0,006	9
Haldă. Galeria Colț	0,003/0,002	nedet.	

Raportul dintre volumul total al cavității și volumul bulei de gaz este destul de constant și caracteristic pentru fiecare sector cercetat, ceea ce demonstrează un grad specific apropiat de umplere al acestor incluziuni. Valorile acestui raport variază între 1,7 — cel mai mic pentru sectorul Nistru — și 15, ceea ce demonstrează un grad mai avansat de umplere specific sectorului Porcurea, stocul Crăișor.

Se observă în toate cazurile că incluziunile primare prezintă de obicei contururi regulate echidimensionale, sub formă de bastonașe alungite în același sens pe suprafețele de creștere ale cristalelor. Foarte rar se observă și forme lanceolate sau ramificate, de obicei mai mari, divers orientate, precum și incluziuni primare care ocupă spațiul cavităților cristalelor negative. Raportul dintre volumul cavității și bula de gaz pentru incluziunile primare din toate blendele studiate este constant. De aceea se consideră că acestea sînt cele mai indicate a fi folosite în cercetările de geotermometrie, asigurînd precizia necesară în interpretarea datelor obținute.

Incluziunile lichide secundare legate de fisuri, plane de clivaj sau de alte accidente mecanice survenite în cristale au cele mai neregulate forme. Raportul dintre cavitățile incluziunilor și bulele de gaz este variabil, ceea ce confirmă originea lor secundară. De altfel, acest fapt se desprinde și din domeniul mult mai larg în care variază temperatura de omogenizare a

acestor incluziuni. Din aceste motive, incluziunile secundare nu se iau în considerare în asemenea studii, cel mult se folosesc doar ca elemente de comparație.

Din distribuirea incluziunilor lichide în cristalele de blendă transparentă sau semitransparentă, din forma și dimensiunile lor și din raportul volumului dintre cavitate și bulă se pot deosebi riguros formele primare de cele secundare, ceea ce asigură primul element hotărîtor în precizia necesară interpretării datelor obținute. De asemenea, este necesar să considerăm ca valabile presupunerile formulate de S. N. Bayley și E. N. Cameron (1), accepții care stau la baza analizei geotermometrice și fundamentează logica deducțiilor ce decurg normal din valorile temperaturilor de omogenizare.

Astfel se consideră că:

— incluziunile conțin o soluție apoasă fără bioxid de carbon sau alte gaze; se admite prezența lor doar în cantități foarte mici;

— dacă există o influență a presiunii, aceasta trebuie estimată;

— schimbările de volum ale cavităților incluziunilor trebuie să fie practic nule;

— adaosul ulterior de alte soluții în cavitățile incluziunilor să fie neînsemnat;

— este necesar să se utilizeze cele mai reprezentative forme pentru determinare.

Aceste premise se impun și în cazul de față, condiționînd în primul rînd eliminarea erorilor în vederea exprimării cît mai reale a valorilor temperaturilor în timpul procesului de mineralizare.

PARTEA EXPERIMENTALĂ ȘI DISCUȚIA REZULTATELOR

În vederea determinării temperaturilor de formare a cristalelor și agregatelor de blendă, s-a utilizat procedeul întrebuințat anterior pentru cristalele de cuarț, calcit, dolomit etc. [1], executînd determinări numeroase și aplicînd metoda statistică pentru a evita influența cazurilor întîmplătoare (12), (13), (14).

S-au executat un număr de 521 de determinări experimentale pe 78 de cristale de blendă transparentă și semitransparentă. În tabelul nr. 2 sînt trecute mediile și limitele de variație a temperaturilor de omogenizare pentru cristalele de blendă colectate din cele 7 zone mineralizate.

Determinările s-au efectuat cu o masă de încălzire Boetzius, adaptată la un microscop prevăzut cu un obiectiv de 3,7 × și 20 ×. Încălzirea s-a făcut într-un ritm de 5—8 grade/min. Pentru studiul determinării temperaturii de umplere a cavităților au fost alese cele mai reprezentative incluziuni, toate verificate prin repetate operații de încăl-

[1] Mircea Borcoș, *Observații în legătură cu determinarea condițiilor termodinamice de formare a unor filoane și zăcăminte hidrotermale din regiunea Munților Metaliferi* (manuscris). Mircea Borcoș și V. Manilici, *Analiza geotermometrică, criteriu de determinare a condițiilor termodinamice de formare a mineralizațiilor hidrotermale*, Lucrare prezentată la Simpozionul de zăcăminte metalifere postmagmatice, Praga, septembrie, 1962.

zire-omogenizare-răcire. Se constată în acest fel că erorile de înregistrare nu depășesc 2°C, limită admisibilă în aprecierea reală a temperaturii de omogenizare.

Tabelul nr. 2

Temperaturi de omogenizare

Localizare	Nr. determinări	Temperatura minimă °C	Temperatura maximă °C	Diferența °C	Media °C	Maxim de frecvență °C
Vama filon x	42	250	256	6	252,04	253
Nistru filon Sofia	72	280	288	8	284,6	281 ; 288
Capnic 1 filon Iosif	48	266	280	14	274,25	272 ; 257
Capnic 2 filon Iosif	45	257	280	23	267,80	264 : 280
Jereapăn 1	69	269	290	21	273,32	270
Haldă 2	12	347	347	—	347	347
„ 3	72	250	266	16	258,04	250 ; 264
„ 4	54	263	287	24	271,50	269
Porcurea filon Felix	75	286	307	21	285,32	266 ; 300
Porcurea stoc Crăișor	18	276	282	6	279	305 ; 297 ; 280
Stănija Haldă. Galeria Colț	14	288	302	14	293	296
Total	521					

În general, se constată că prin încălzire treptată pînă la atingerea temperaturii de umplere omogenizarea tinde să aibă loc concomitent în toate incluziunile primare. Diferențele dintre valorile minime și maxime variază între 6 și 24°C. Excepție fac incluziunile secundare, ale căror valori n-au fost introduse în tabel, care se omogenizează în majoritatea cazurilor la temperaturi mai ridicate. De asemenea, se constată la unele secțiuni o tendință de omogenizare la temperaturi mai înalte în centrul și la baza cristalelor în comparație cu ariile periferice. Se mai observă o repartiție uniformă a temperaturilor de omogenizare pentru incluziunile primare prinse în zone colorate similar. Accidental se verifică faptul că temperaturile acestor incluziuni în cazul probelor cercetate din același sector sînt asemănătoare.

Omogenizarea aparent simultană a incluziunilor primare cu reapariția explozivă în procesul de răcire a bulelor de gaz întărește observația preliminară, care presupune că incluziunile de același tip prezintă același grad de umplere. Temperatura mai ridicată de omogenizare a incluziunilor secundare, dovedește formarea lor ulterioară cu aport de soluții pe planele de clivaj sau pe fisuri. În legătură cu temperatura de omogenizare a incluziunilor secundare, s-ar putea face unele considerații ce privesc ten-

dința de răcire sau încălzire a soluției care a circulat după formarea cristalelor de blendă transparentă sau semitransparentă.

Dacă se iau în considerare efectele compresibilității apei care ar putea influența determinările, prin ridicarea aparentă a temperaturilor, trebuie să admitem că totdeauna temperaturile obținute reprezintă „temperaturi minime". La aceasta contribuie și limitarea puterii de investigație a microscopului.

Rezultatele determinărilor efectuate reprezintă cazuri izolate, nelocalizate strict în cadrul zăcămintelor din care provin.

Pentru moment, importanța acestor determinări constă în relevarea utilizării incluziunilor fluide din blendă în mod practic alături de celelalte minerale cunoscute, în cercetările sistematice care se vor efectua în zăcămintele hidrotermale din țară.

În general, valorile temperaturilor obținute, la care n-au fost aplicate corecțiile de presiune, corespund stadiilor termodinamice de formare admise în ultimul timp [2] zăcămintelor la care ne referim și concordă cu unele date directe geotermometrice efectuate în zone analoge mineralizate.

Din tabelul nr. 2 reies în mod sugestiv diferențele mici dintre valorile temperaturilor minime și maxime, cele mai mari atingînd 21, 23 și 24°C pentru zonele mineralizate de la Jereapăn, Capnic și Porcurea. Aceste diferențe sînt determinate în cea mai mare parte, dacă nu integral, de tendința de descreștere a temperaturilor de omogenizare de la centru și baza cristalelor spre periferie (cu valori între 8 și 10°C) ca și de legătura încă insuficient explicată dintre valorile temperaturilor mai ridicate ale incluziunilor din zonele mai intens colorate. Deosebirea în acest sens este mai evidentă în momentul cînd se compară rezultatele citirilor a două cristale divers colorate, colectate din același agregat sau punct filonian. Media valorilor temperaturilor de formare a celor două cristale, în majoritatea cazurilor pentru toate zăcămintele cercetate, variază între 8 și 20°C. Valorile cele mai mici corespund varietăților transparente sau ale celor mai deschis colorate.

Domeniul maxim de variație a temperaturilor de formare pentru cristalele de blendă analizate care provin din zonele mineralizate Vama, Nistru, Capnic și Jereapăn — de 250 — 347°C — se încadrează în limitele valorilor estimate pentru alte zăcăminte similare în regiunea Munților Gutîi. Datele la care ne referim au fost determinate, în schimb, pe baza observațiilor temperaturilor de omogenizare a incluziunilor fluide din cristalele de cuarț, care reprezintă de obicei ultima generație în succesiunea procesului de cristalizare. În acest fel se explică tendința de apropiere a valorilor temperaturilor de formare pentru cristalele de blendă studiate de limitele superioare ale domeniului de formare a cristalelor de cuarț, care, așa după cum am specificat, reprezintă o generație mai tînără. În tabelul nr. 3 se pot analiza comparativ aceste valori.

Confruntarea datelor nu poate fi discutată în sensul unei verificări riguroase, tocmai din motivele menționate anterior; cu toate acestea,

[2] Mircea Borcoș, *Op. cit.*
Mircea Borcoș și V. Manilici, *Op. cit.*

Fig. 1. — Incluziuni lichide primare în cristal de blendă din zăcămîntul Nistru (Baia-Mare) (N ‖ ; × 600).

Fig. 2. — Incluziuni lichide primare în cristal de blendă din zăcămîntul Capnic (Baia-Mare) (N ‖ ; × 800).

Fig. 3. — Grup de incluziuni lichide primare în cristal de blendă, orientate şi dispuse paralel cu o faţă cristalografică de creştere. Zăcămîntul Vama (Baia-Mare) (N ‖ ; × 450).

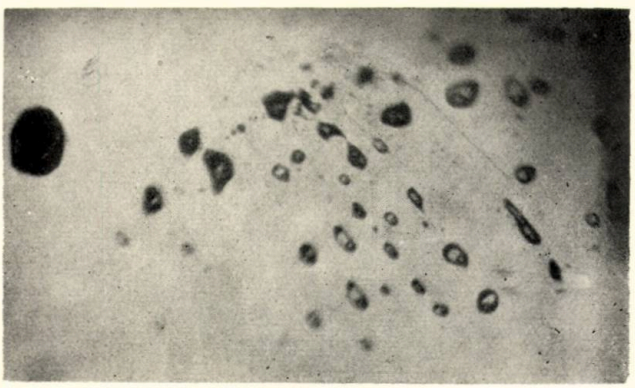


Fig. 4. — Incluziuni lichide secundare în cristal de blendă dispuse în lungul planelor de clivaj. Din filonul Felix, sectorul minier Porcurea (Munţii Metaliferi) (N ‖ ; × 450).

Fig. 5. — Cristale şi agregate de cristale transparente de blendă din zăcămîntul Nistru (Baia-Mare) (N ‖ ; × 18).

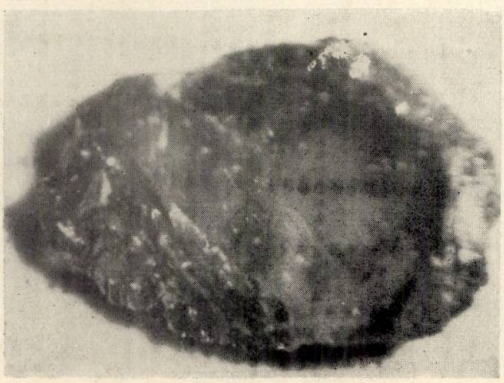


Fig. 6. — Cristal de blendă transparent din mina Jereapăn (Baia-Mare) (N ‖ ; × 30).

ele indică în mod sugestiv condiții comune termodinamice de formare specifice unui stadiu mezotermal.

Mult mai semnificative în acest sens sînt rezultatele cercetărilor recente (4), care pentru mineralizația polimetalică din zăcămîntul Baia-Sprie precizează un domeniu al temperaturilor de formare cuprins între 205 și 328°C. Blenda și pirita, care reprezintă cea de-a doua generație de minerale metalice în succesiunea de depunere în cadrul mineralizației polimetalice din mina Baia-Sprie, s-au format la o temperatură ce variază între 235 și 300°C.

Tabelul nr. 3

Valorile temperaturilor de formare a cristalelor de blendă

Localizare	Domeniul de formare °C
Săsar	165—269
Baia-Sprie	180—316
Herja	194—248

În cercetările întreprinse de V. Manilici, D. Giușcă și V. Știopol privind zăcămîntul de la Baia-Sprie, pe baza determinării conținutului de fier în blendă se estimează un domeniu de formare a acestor cristale dispuse între orizonturile X și XIII de 209—307°C. Temperaturile de formare a cristalelor de blendă din filonul Colț (mina Stănija), de 288—302°C, sînt foarte apropiate de cele apreciate indirect cu ajutorul incluziunilor din cristalele de cuarț pentru o zonă mineralizată din același sistem filonian (filonul 25), cu valori cuprinse între 264 și 298°C. Temperaturile de formare pentru cristalele de blendă din filonul Felix și stocul Crăișor (sectorul Porcurea) sînt asemănătoare, de altfel ca și condițiile termodinamice de formare, care corespund și în acest caz unui stadiu mezotermal.

Temperaturile de formare determinate pentru cristalele de blendă din zăcămintele polimetalice și aurifere din cuprinsul zăcămintelor din regiunea Munților Metaliferi și Gutîi sînt mult superioare celor stabilite pentru alte zăcăminte citate în literatura de specialitate (1), (11), (16). Valorile lor, care indică stadii de temperatură mai joasă, epitermale, sînt cuprinse în următoarele limite :

Reg. Tri State	115—135°C
Reg. Upper Mississippi Valley	75—121°C
	80—105°C
Reg. Ruhr	110—115°C

CONCLUZII

Incluziunile lichide identificate în cristalele de blendă în unele zăcăminte hidrotermale din Munții Gutîi și Munți Metaliferi satisfac în mod practic exigențele unui studiu geotermometric bazat pe metoda omogenizării fazelor.

În cristalele de blendă de la Vama, Nistru, Capnic, Jereapăn, Porcurea și Stănija s-au determinat cu destulă ușurință prezența incluziunilor, originea lor primară sau secundară, forma lor și alți parametri în legătură cu dimensiunile acestora, raportul dintre volumul cavității

și al bulelor, de obicei valori constante, cu caracter local, specifice anumitor zone mineralizate sau sectoare miniere.

Din observațiile culese în timpul celor 521 de determinări experimentale pe 78 de cristale de blendă se constată că :

— temperaturile de omogenizare tind să aibă loc simultan în cazul incluziunilor fluide primare ; diferențele dintre valorile minim și maxim variază între 6 și 24°C ;

— există o tendință de descreștere sistematică a temperaturilor de la baza și centrul cristalelor spre ariile periferice ;

— accidental se observă că incluziunile cu valori de aceeași ordine de mărime corespund în general unor zone colorate similar în cadrul aceluiași cristal ; acest fenomen se constată și la cristale diferite asemănător colorate, colectate din același punct filonian ; temperaturile de umplere pentru incluziunile primare din zone diferit colorate variază între 8, și 20°C ;

— erorile de înregistrare la puterea de mărire a microscopului utilizat nu depășesc 2°C ;

— domeniul maxim de variație a temperaturilor de formare pentru cristalele de blendă din regiunea Munților Gutîi variază între 250 și 347°C, iar pentru cele din Munții Metaliferi între 267 și 307°C ;

— valorile concordă cu rezultatele cercetărilor geotermometrice întreprinse anterior în regiunile respective prin metoda omogenizării fazelor din incluziunile fluide în cristalele de cuarț sau prin metoda geochimică a determinării conținutului de fier în blendă.

Conform datelor obținute, mineralizația pare să se fi format în toate sectoarele cercetate în condiții termodinamice corespunzătoare unui stadiu mezotermal.

Prin relevarea prezenței și importanței incluziunilor fluide în cristalele de blendă din zăcămintele hidrotermale din țară se mărește considerabil sfera de investigație a cercetărilor geotermometrice, în vederea unei mai bune cunoașteri a condițiilor termodinamice care au avut loc în procesele de mineralizare.

Pe această cale mulțumim colegilor R. Dimitrescu, R. Jude, I. Berbeleac, N. Stan, A. Gurău și D. Mocanu, care ne-au pus la dispoziție unele eșantioane cu blendă din zăcămintele cercetate.

BIBLIOGRAFIE

1. Bayley S. N. a. Cameron E. N., *Temperatures of mineral-formation in bottom-run of lead-zinc deposits of the Upper Mississippi Valley as indicated by liquid inclusions*, Econ. Geol., 1951, **46**, 626—658.
2. Bastin E. S., *The Miami-Picher Zinc-Lead Districkt Oklahoma*, Econ. Geol., 1933, **28**, *1*.
3. Bradbury J. C., *Mineralogy and the Question of zoning Northwestern Illinois zinc-lead district*, Econ. Geol., 1961, **56**, 65—69.
4. Correns C. W., *Flüssigkeitseinschlüsse mit Gasblasen als geologische Thermometer*, Geol. Rdsch., 1953, **42**, 19—34.
5. Emmons W. H., *The origin of the deposits of sulfide ores of the Mississippi Valley*, Econ. Geol., 1929, **24**, 221—271.

6. Ianovici V., Giușcă D., Manilici V., Gherase N., Jude R., Gheorghiță I. și Dimitrescu R., *Ghidul Excursiilor. A, Baia Mare*, Congresul al V-lea al Asociației geologice Carpato-Balcanice, București, 1961.
7. Ingerson E., *Liquid inclusions in geologic thermometry*, Am. Mineralogist, 1947, **32**, 375—388.
8. — *Methods and problems of geologic thermometry*, Econ. Geol., 1955, **50**, 341—410.
9. Lindgren W., *Mineral deposits*, New York, 1933.
10. Newhouse W. H., *The Time Sequence of hypogene ore mineral deposition*, Econ. Geol., 1928, **23**.
11. — *Temperature of formation of the Mississippi Valley lead-zinc deposits*, Econ. Geol., 1933, **28**, 774—750.
12. Pomîrleanu V., *Cercetări experimentale cu privire la temperatura de formare a cristalelor de cuarț din zăcămîntul hidrotermal de la Herja (reg. Baia Mare)*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie-geografie, 1957, **II**, *3—4*.
13. Savul M. și Pomîrleanu V., *Date preliminare asupra temperaturii de formare a cuarțului din zăcămintele hidrotermale de la Săsar (Baia-Mare)*, St. și cerc. geol., 1961, **II**, *4*.
14. — *Cercetări paleogeotermometrice asupra zăcămîntului hidrotermal filonian de la Baia-Sprie*, St. și cerc. geol., 1961, **VI**, *2*.
15. Skinner B. I., *Some considerations regarding liquid inclusions as geologic thermometers*, Econ. Geol., 1953, **48**, 541—550.
16. Schmidt A. R., *Temperatures of mineral formation in the Miami-Picher district as indicated by liquid inclusions*, Econ. Geol., 1962, **57**, 1—20.
17. Tarr W. A., *The Miami-Picher Zinc-Lead District*, Econ. Geol., 1933, **28**, *5*.
18. Вулчин Е. И., *Физико-химическая интерпретация термометрических изменений методом гомогенизации включений*, Мин. сб. Львов, геол. общ., 1951, *5*, 267—290.

Institutul geologic al Comitetului geologic.

Primită în redacție la 28 aprilie 1964.

ASUPRA PREZENȚEI UNOR ELEMENTE MICROTECTONICE ÎN ȘISTURILE CRISTALINE DIN R. P. ROMÎNĂ *

DE

MIRCEA MUREȘAN

55(05)

În lucrare sînt descrise în special unele elemente microtectonice secundare (liniații și microcute de intersecție cu clivaje de fractură) care apar în șisturile cristaline din R. P. Romînă. Aceste elemente au luat naștere către sfîrșitul proceselor de metamorfism, datorită unor mișcări predominant verticale.

Primele cercetări microstructurale din cristalinul de la noi efectuate de către I. Bercia, E. Bercia și C. Chivu în șisturile epimetamorfice din zona centrală a Masivului Poiana Ruscăi (2)[1] au pus în evidență, printre alte elemente microtectonice, existența a două tipuri principale de elemente liniare. Primul tip este reprezentat (2)[1] prin axe de microcute, liniații, structuri creionate, tulpini de cuarț etc., toate paralele (sau aproape paralele) cu structurile plicative din zonele respective. Acest tip a fost legat de cutarea B_1 principală (cutare flexurală cu alunecare concentrică) sinmetamorfică prin care au luat naștere cutele din zona centrală a Poienii Ruscăi. În aceeași regiune, mai ales între Ghelar și Poiana Crivina, au fost puse în evidență [1] și un al doilea tip de elemente liniare (diferit ca aspect și poziție de primul tip amintit) reprezentat mai ales prin liniații de intersecție (între șistozitate și un clivaj oblic de mișcare) și microcute de clivaj, dezvoltate îndeosebi în rocile incompetente.

---

* Lucrare publicată și în „Revue roumaine de géologie, géophysique et de géographie — Série de géologie", 1965, **9**, *1* (în limba engleză).

[1] I. Bercia, E. Bercia și C. Chivu, *Cercetări microtectonice în zona centrală a Masivului Poiana Ruscăi*, Comunicare în ședința com. geol. din aprilie 1960 (sub tipar).

S-a menționat faptul că aceste elemente devin pregnante în apropierea rocilor competente (dolomite etc.) și de falia direcțională Cinciș — Vadul-Dobrii. Autorii menționați au situat formarea acestor elemente cu caracter ruptural într-o perioadă postmetamorfică, legîndu-le de mișcările de împingere de la sud, care au produs și încălecarea șisturilor mezometamorfice din sud peste cele epimetamorfice din nord, de-a lungul liniei tectonice direcționale Cinciș—Vadul-Dobrii. De asemenea s-a presupus că existența celor două liniații prezente în zona centrală a Masivului Poiana Ruscăi ar putea reprezenta o caracteristică a întregului cristalin epimetamorfic din Carpați.

Extinderea cercetărilor stratigrafice-structurale în unitatea epimetamorfică a Poienii Ruscăi, în spre nordul și vestul masivului [2], au arătat răspîndirea regională a celui de-al doilea tip de elemente liniare (B_2) concomitent cu cele aparținînd primului tip. Faptul că în sectoare mult depărtate de zona de manifestare a împingerilor dinspre sud, respectiv de linia tectonică dintre unitatea mezometamorfică și cea epimetamorfică (falia Cinciș — Vadul-Dobrii) elementele B_2 sînt foarte bine dezvoltate a necesitat alte explicații referitoare la geneza acestora.

Un prim grup de cercetări au atribuit formarea acestor elemente unor mișcări de cutare ce au survenit după cutarea B_1 principală sinmetamorfică din masiv [3].

S-a admis de asemenea posibilitatea existenței concomitente a două direcții de cutare paralele cu elementele liniare B_1 și respectiv cu cele de tipul B_2 [4].

---

[2] a. H. Kräutner, F. Kräutner, M. Duțu și M. Stan, *Raport asupra lucrărilor de prospecțiuni geologice din extremitatea nord-estică a Masivului Poiana Ruscăi (Vețel-Muncelul Mic — Cerbăl — Groși)*, Arh. Com. geol., 1960.

b. H. Kräutner și F. Kräutner, *Raport asupra cercetărilor geologice în partea de nord-est a Masivului Poiana Ruscăi*, Arh. Com. geol., 1962.

c. H. Kräutner, F. Kräutner, G. Mureșan și M. Mureșan, *Structura geologică a regiunii Roșcani — Poieni — Poiana Răchițele — Ferigi (Poiana Ruscăi de N)*, Arh. com. geol., 1962.

d. G. Neacșu, P. Zimmermann și C. N. P. Paraschivescu, *Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri de fier în partea de NV a Masivului Poiana Ruscăi*, Arh. Com. geol., 1960.

e. O. Maier, I. Solomon și G. Vasilescu, *Raport asupra prospecțiunilor geologice în regiunea Poieni — Bătrîna — Roșcani ((Poiana Ruscăi)*, Arh. Com. geol., 1960.

f. C. Maier, I. Solomon și G. Vasilescu, *Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în regiunea Nădrag — Munții Poiana Ruscăi*, Arh. Com. geol., 1961.

g. M. Mureșan, G. Mureșan, E. Bercia, F. Dumitrescu și C. N. P. Paraschivescu, *Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Poieni — Tomești — Luncani (Masivul Poiana Ruscăi)*, Arh. Com. geol., 1960.

h. M. Mureșan și G. Mureșan, *Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Poieni — Tomești — Luncani — Vf. Rusca*, Arh. Com. geol., 1961.

i. M. Mureșan și G. Mureșan, *Studii geologice în cuprinsul foii 81 Marginea (regiunea Poieni — Tomești — Luncani)*, Arh. Com. geol., 1962.

j. C. Chivu și V. Serafimovici, *Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiuni geologice pentru minereuri de fier și sulfuri complexe*, Arh. Com. geol., 1961.

k. V. Serafimovici și C. Chivu, *Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiuni geologice pentru minereuri de fier și sulfuri complexe în regiunea Gladna-Romînă — Surduc — Botești (Poiana Ruscăi de NV)*, Arh. Com. geol., 1962.

[3] G. Neacșu și colab., *Op. cit.*, p. 452 (d).
O. Maier și colab., *Op. cit.*, p. 452 (e și f).

[4] O. Maier și colab., *Op. cit.*, p. 452 (e).

Alte ipoteze presupun că prezența concomitentă a celor două tipuri de elemente liniare ar indica urmele a două metamorfisme regionale (însoțite fiecare de cutare) care au afectat regiunea [5].

Cercetările noastre din partea de NV a Masivului Poiana Ruscăi [6] și cele ale lui H. Kräutner și F. Kräutner din nord-estul acestuia [7] au pus în evidență de asemenea coexistența a două tipuri de elemente liniare. Concluziile asupra genezei acestor două elemente (concluzii similare celor la care au ajuns H. Kräutner și F. Kräutner, concomitent cu noi și independent de cercetările noastre) se pot sintetiza astfel : după cutarea B_1 sinmetamorfică, către finele proceselor metamorfice, datorită unor mișcări verticale, au luat naștere elementele liniare B_2, la intersecția șistozității rocilor cu un sistem de clivaje (reprezentînd foste fisuri sau plane potențiale de minimă rezistență preexistente, legate de tectonica B_1).

Încă din 1961 [8] am presupus că aceste mișcări cu caracter predominant vertical s-au manifestat în tot cuprinsul ariei ocupate de șisturile cristaline de la noi. Această ipoteză a fost confirmată ulterior de studiul nostru asupra diferitelor colecții de șisturi cristaline de la noi din țară, a cărui concluzie preliminară a fost deja enunțată într-o lucrare recentă [9]. Acest studiu, care constituie obiectul lucrării de față, ne-a permis în același timp să aducem o serie de date microtectonice noi pentru multe masive cristaline din țară. De asemenea am putut să ajungem la concluzia prețioasă că elementele liniare secundare B_2 din unele unități de șisturi cristaline din țară (menționate recent de unii cercetători) pot fi analogate atît morfologic, cît și genetic cu cele cunoscute în Poiana Ruscăi. Acest studiu a fost necesitat și de faptul că acestor elemente liniare menționate li se atribuiau geneze diferite (legate fie de existența a două cutări, fie de existența a două metamorfisme regionale etc.) de către cercetătorii care le-au pus în evidență. Studiul nostru a fost necesar și pentru datarea vîrstei relative a celei de-a doua liniații față de procesele metamorfismului regional.

I. RĂSPÎNDIREA ELEMENTELOR LINIARE SECUNDARE B_2

Cercetarea atentă a diferitelor colecții de șisturi cristaline de la noi ne-a arătat că aria de răspîndire a elementelor liniare B_2 are un caracter regional, aceste elemente apărînd în Carpații Orientali, Meridionali, Apuseni și în Dobrogea. Răspîndirea este relativ neomogenă în ceea ce

---

[5] C. Chivu și V. Serafimovici, *Op. cit.*, p. 452 (j).
V. Serafimovici și C. Chivu, *Op. cit.*, p. 452 (k).
[6] M. Mureșan și colab., *Op. cit.*, p. 452 (g).
M. și G. Mureșan, *Op. cit.*, p. 452 (h și i).
[7] H. Kräutner și colab., *Op. cit.*, p. 452 (a).
H. și F. Kräutner, *Op. cit.*, p. 452 (b).
[8] M. și G. Mureșan, *Op. cit.*, p. 452 (h).
[9] M. Mureșan, *Studii geologice în cristalinul epimetamorfic din partea de nord-vest a Masivului Poiana Ruscăi*, Comunicare în ședința Com. geol. din mai 1963 (sub tipar).

Tabelul nr. 1

Proveniența și diagnosticul petrografic al eșantioanelor de șisturi cristaline studiate

Nr. crt.	Unitatea geologică	Locul recoltării	Diagnosticul petrografic	Colecția	Nr. eșantionului	Locul unde se află colecția
1	Dobrogea	Dealul Saiacula, Cerna (Dobrogea de N)	amfibolit (seria mezozonală — precambrian ?)	St. Cantuniari	3 118	Com. geol.
2		Dealul Islam Geaferca (Dobrogea de N)	filit sericitos (seria filito-cuarțitică — cambrian-ordovician)	R. Pascu	3 088	Com. geol.
3		pîrîul Rîioasa — șoseaua Măcin — Cerna (Dobrogea de N)	filit sericito-cloritic (seria filito-cuarțitică — cambrian-ordovician)	Al. Codarcea	263	I.P.G.G.
4		Dealul Priopcea (Dobrogea de N)	șist sericitos (seria filito-cuarțitică — cambrian-ordovician)	I. Botez	3 098	Com. geol.
5		Dealul Priopcea (Dobrogea de N)	șist filitos (seria filitelor cenușii și a calcarelor — silurian)	O. Mirăuță	1 378	la colecționar
6		Dealul Boclucea (Dobrogea de N)	șist sericito-cuarțos (seria filito-cuarțifică — cambrian-ordovician)	O. Mirăuță	1 688	la colecționar
7		Colinele Mahmudiei (Dobrogea de N)	șist filitos (seria filito-cuarțitică — cambrian-ordovician)	O. Mirăuță		la colecționar
8		Ceamurlia-de-Sus (Dobrogea de S)	șist filitic (din șisturile verzi — rifean)	O. Mirăuță	3 011	la colecționar
9		Ceamurlia-de-Sus (Dobrogea de S)	filit (din șisturile verzi — rifean)	O. Mirăuță	1 383	la colecționar
10	Carpații Orientali	defileul Oltului (Munții Perșani)	filit negru clorito-grafitos	M. Ilie	4 031	Com. geol.
11		Borca (Munții Bistriței)	șist cuarțos-sericito-cloritos	L. Țop și V. Țop	6 468	Com. geol.
12		valea Padinei — Slătioara (Rarău)	șist cuarțos-sercito-talcos	M. Ilie	4 230	Com. geol.
13		valea Puzdra — Holda (Munții Bistriței)	șist sericito-cloritic	R. Pascu	868	Com. geol.
14		Izvorul Băilor — Rodna Veche (Munții Rodnei)	șist grafitos		455	I.P.G.G.
15		valea Pentaia (Maramureș)	șist calcaros	M. Bleahu	6 229	Com. geol.
16		ISEM — Vișeu, sectorul Măcărlău (Maramureș)	șist sericito-grafitos	T. Bodin		la colecționar

17	Carpaţii Meridionali	Berzasca (Munţii Almăjului)	şist sericito-grafitos (seria de Toroniţa — autohton)	St. Cîmpeanu	16 128	la colecţionar
18		ogaşul Recica — Drencova (Munţii Almăjului)	filit negricios (carbonifer inferior)	Gr. Răileanu — A. Rusu	142	la colecţionar
19		ogaşul Recica — Drencova (Munţii Almăjului)	filit negricios (carbonifer inferior)	Gr. Răileanu — A. Rusu	156	la colecţionar
20		ogaşul Weirauf — Drencova (Munţii Almăjului)	filit negru-verzui (carbonifer inferior)	Gr. Răileanu — A. Rusu	180	la colecţionar
21		valea Idegului, Rusca	şist ardezian (zona Presacina — autohton)	Gr. Răileanu	4 733	Com. geol.
22		valea Idegului, Rusca	filit negru (zona Presacina — autohton)	Gr. Răileanu — A. Rusu	261	la colecţionar
23		valea Idegului, Rusca	filit verzui (zona Presacina — autohton)	Gr. Răileanu — A. Rusu	247	la colecţionar
24		valea Idegului, Rusca	şist argilos cu urme de *Artrophycus alleganiensis* (zona Presacina — autohton)	Gr. Răileanu — S. Năstăseanu		la colecţionar
25		Bradul Înalt, Mehadia	filit (autohton)	Al. Codarcea	3 290	Com. geol.
26		valea Jieţului (Munţii Vulcan)	filit (autohton)	G. Manolescu		Univ. Buc.
27		Munţii Vulcan	filit (autohton)	G. Manolescu		Univ. Buc.
28		valea Susenilor — Tg.-Jiu (Munţii Vulcan)	şist cloritos	L. Pavelescu — M. Pavelescu	2 593	Com. geol.
29		valea Nucşoara (Munţii Retezatului)	şist talcos sericitic (autohton)	O. Romanescu	1 47b	la colecţionar
30		Zăicani — Haţeg (Munţii Petreanu)	şist talcos (autohton)	Al. Codarcea	266	I.P.G.G.
31		Puru — Petrimanu (Munţii Lotrului)	şist sericitic negru (din şisturile verzi — autohton)	G. M. Murgoci	2 546	Com. geol.
32		bazinul Streiului (foraj)	şist clorito-sericitos (domeniul getic)	V. Culea	6 431	Com. geol.
33		valea Aninoasa — Călineşti (Munţii Lotrului)	şist cloritos (domeniul getic)	St. Ghika	2 297	Com. geol.
34		valea Satului — Cîineni (Munţii Făgăraşului)	micaşist (domeniul getic)	C. Dimofte		Universitatea Bucureşti
35		Leaota	şist muscovitic cuarţitic feldspatic (seria de Cumpăna — domeniul getic)	N. Gherasi	701	la colecţionar
36		Leaota	paragnais micaceu (seria de Cumpăna — domeniul getic)	N. Gherasi	707	la colecţionar
37		Leaota	paragnais micaceu (seria de Cumpăna — domeniul getic)	N. Gherasi	770	la colecţionar

Tabelul nr. 1 (continuare)

Nr. crt.	Unitatea geologică	Locul recoltării	Diagnosticul petrografic	Colecţia	Nr. eşantionului	Locul unde se află colecţia
38	Munţii Apuseni	Bobîlna — Rapolt	şist sericitos (cristalinul de Rapolt)	M. Ilie	3605	Com. geol.
39		partea de NE a Raportului	filit argilos (cristalinul de Rapolt)	I. Berbeleac		la colecţionar
40		mina Săcărîmb (Munţii Metaliferi)	filet sericitos slab talcos (cristalinul de Rapolt)	R. Jude		la colecţionar
41		valea Satului — Minişul-de-Sus (Munţii Drocea)	şist porfirogen cu sericit	M. Paucă	3621	Com. geol.
42		Gura-Honţ (Munţii Drocea)	şist violaceu filitic	C. Nicolescu	6399	Com. geol.
43		valea Arieşului (Munţii Gilău)	micaşist cu granaţi (cristalinul Arieşului — seria de Baia-de-Arieş)	M. Bleahu	7762	Com. geol.
44		Arieşeni (Munţii Bihor de Sud)	filit (seria şisturilor verzi de Arieşeni — carbonifer inferior)	M. Bleahu	6353	Com. geol.
45		Moneasa (Munţii Moma)	şist sericito-cuarţitic (seria laminată — carbonifer inferior?)	M. Paucă	247	Com. geol.
46		Urşad (Munţii Codru)	şist filitos (seria laminată — carbonifer inferior?)	M. Paucă	241	Com. geol.
47		vîrful Rişniţei — Tărtăiţa (Munţii Codru)	porfir feldspatic cuarţifer (seria laminată — carbonifer inferior?)	M. Paucă	253	Com. geol.

privește densitatea acestor elemente, în unele sectoare fiind foarte rare, iar în altele dezvoltîndu-se frecvent. De asemenea s-a observat că în șisturile epimetamorfice frecvența acestor elemente este în general mai mare comparativ cu cele mezometamorfice și catametamorfice.

În tabelul nr. 1 au fost încadrate numai eșantioanele caracteristice, în care se recunoaște cu ușurință aspectul morfologic al elementelor liniare B_2. În majoritatea acestor eșantioane este prezent adesea și elementul liniar B_1, care, fiind format anterior elementului liniar B_2, este deranjat de către acesta din urmă.

1. DOBROGEA

Eșantioanele de șisturi cristaline studiate provin atît din Dobrogea de nord, cît și din Dobrogea centrală.

a) Rocile cristaline din Dobrogea de nord aparțin formațiunilor cristalo-filiene atribuite precambrianului și paleozoicului inferior (1), (4), (8), (9), constituind o stivă unică de sedimente cutate și metamorfozate. După O. Mirăuță și E. Mirăuță (8), în bază se distinge seria șisturilor cristaline mezozonale (precambrian ?) peste care se dispune seria filito-curarțitică (ordovician-cambrian), apoi seria filitelor cenușii și a calcarelor (gothlandian) și în sfîrșit seria devonian inferioară (coblenzian). Cu excepția seriei inferioare mai intens metamorfozate, celelalte serii prezintă un metamorfism slab, datorită cărui fapt s-au mai putut păstra urme organice ce au permis datarea acestor serii.

Eșantioanele din Dobrogea de nord provin din această stivă, de vîrstă precambrian-devonian inferior ; ele indică prezența indubitabilă a două liniații, adesea prezente în același eșantion. Elementele liniare B_2, cu caractere morfologice caracteristice, deranjează (ca fiind mai noi) pe cele de tipul B_1.

b) Rocile cercetate care aparțin Dobrogii centrale provin din seria șisturilor verzi de vîrstă precambriană (1), (7), (9), ce se dezvoltă la sud de linia tectonică Peceneaga — Camena. În ele am recunoscut de asemenea existența a două liniații bine individualizate, deosebite morfologic și după vîrsta relativă de formare (elementele B_2 deranjează pe cele de tipul B_1).

Ținînd seama de faptul că structurile plicative din Dobrogea de N au direcția generală nord-vest — sud-est și de unghiul de obicei mare (apropiat de 90°) dintre cele două elemente liniare, este de presupus că elementele liniare B_2 din Dobrogea nordică sînt orientate în general NE — SV.

2. CARPAȚII ORIENTALI

Rocile studiate provenite din cristalinul Carpaților Orientali arată răspîndirea largă a elementelor liniare B_2 (care apar în același eșantion împreună cu elementele liniare B_1), începînd din partea de sud a acestor munți (defileul Oltului — Munții Perșani) și pînă în nordul lor (Munții Rodnei și Maramureș).

Aspectul unitar al acestor elemente liniare şi aria lor largă de dezvoltare în tot lungul catenei cristaline a Carpaţilor Orientali ne îndreptăţesc să credem că micile flexuri centimetrice (legate de un clivaj incipient) puse în evidenţă în regiunea Gemenea — Ostra, de către G. Pitulea[10], sînt identice cu elementele liniare B_2 de care ne ocupăm.

N. Bîră, V. Puiu şi I. Teucă[11] semnalează prezenţa a două maxime în diagrama elementelor liniare măsurate în zona mediană a văii Bărnărel, trăgînd concluzia că acestea ar corespunde la două generaţii de liniaţii, dintre care cele orientate NE—SV ar fi expresia unei tectonici mai vechi, parţial ştearsă de cea care a dat naştere elementelor liniare orientate NV—SE.

Judecînd după situaţia generală din Carpaţii Orientali, credem că primele elemente menţionate (cele orientate NE—SV) sînt de tipul B_2, în timp ce elementele NV—SE sînt de fapt paralele structurilor plicative din zona văii Bărnărel.

Recent, C. Ionescu[12] a pus în evidenţă, în zona Cîrlibaba—Coşna, două tipuri de liniaţii orientate diferit, atribuite la două faze de cutare însoţite fiecare de metamorfism.

Menţionăm că în timpul cercetărilor de teren din cursul lunii iunie a anului 1963, efectuate în regiunea Pojorîta — Fundul Moldovei, de către autor împreună cu I. Bercia, E. Bercia, F. Kräutner şi H. Kräutner, s-a pus în evidenţă prezenţa unor elemente liniare secundare, paralelizabile întru totul cu cele de care ne ocupăm.

Ţinînd seama de direcţia predominant nord-vestică a structurilor plicative (şi deci a elementelor liniare B_1) din Carpaţii Orientali şi de unghiul mare (aproximativ 90° şi uneori mai puţin) pe care îl face liniaţia B_2 cu liniaţia B_1 se poate trage concluzia că elementele liniare B_2 au în Carpaţii Orientali o orientare generală NE—SV, cu sensul de înclinare variabil (în funcţie de poziţia foliaţiei în a cărei plan se află).

3. CARPAŢII MERIDIONALI

Eşantioanele cercetate din Carpaţii Meridionali provin atît din cristalinul domeniului danubian, cît şi din cel al domeniului getic.

a) În cadrul autohtonului danubian a putut fi urmărită aria de răspîndire a elementelor liniare B_2, începînd de la Dunăre (Berzasca şi Drencova) şi trecînd prin diversele masive cristaline ce le alcătuiesc (Munţii Almăjului, Munţii Retezatului, Munţii Vulcan, Munţii Parîngului etc.), pînă în partea de vest a acestuia (Puru—Petrimanu).

---

[10] G. Pitulea, *Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru baritină şi sulfuri polimetalice în regiunea Gemenea — Ostra (Carpaţii Orientali)*, Arh. Com. geol., 1962.

[11] N. Bîră, V. Puiu şi I. Teucă, *Raport geologic asupra prospecţiunilor geologice pentru fier şi sulfuri şi a cercetărilor speciale din regiunea Colbul — Ghiril — Bîrnărel — Dîrmoxa*, Arh. Com. geol., 1961.

[12] C. Ionescu, *Structura zăcămîntului manganifer din regiunea Cîrlibaba (Munţele Dadu) şi a zăcămîntului manganifer din regiunea Coşna*, Comunicare în şedinţa Com. geol. din 19.XII.1963 (sub tipar).

Menționăm că pe harta din zona văii Galbenului (Munții Parîngului) I. Bercia și E. Bercia[13] figurează cîteva elemente liniare orientate NE—SV și NV—SE (concomitent cu numeroase elemente liniare orientate E—V sau VSV—ENE, paralele structurilor plicative din această zonă), probabil paralelizabile cu elementele liniare B_2 de care ne ocupăm.

b) Datele referitoare la dezvoltarea elementelor liniare B_2 în domeniul getic sînt oarecum disparate, datorită în bună parte faptului că nu am avut la dispoziție eșantioane în număr suficient. În același timp trebuie să remarcăm faptul că în rocile mai intens metamorfozate (ce alcătuiesc în bună parte domeniul getic) elementele liniare B_2 s-au imprimat mai greu, datorită competenței tectonice mai mari a acestora, în comparație cu cea a rocilor epimetamorfice. Totuși, am recunoscut prezența acestor elemente (concomitent cu elementele liniare B_1) în eșantioane provenind din cristalinul Munților Mehedinți (colecția M. Trifulescu, G. Mureșan și M. Mureșan); cristalinul Munților Semenic — zona Buchin (colecția M. Trifulescu, G. Mureșan și M. Mureșan) și zona insulei de Brebu (colecția A. Arghir); în fundamentul cristalin al bazinului sedimentar al Streiului (colecția V. Culea); în Munții Sebeșului (colecția St. Ghika); în Munții Făgărașului (colecția G. Dimofte); în Masivul Leaota (colecția N. Gherasi).

Datele de literatură asupra prezenței elementelor B_2 în cristalinul domeniului getic sînt restrînse la Masivul Poiana Ruscăi și cel al Leaotei.

În unitatea epimetamorfică a Poienii Ruscăi (unde s-au menționat pentru prima dată două elemente liniare, de către I. Bercia, E. Bercia și C. Chivu) există numeroase referiri asupra prezenței a două liniații, menționate în partea introductivă a lucrării[14]. Pe unele hărți din unitatea mezometamorfică a Poienii Ruscăi sînt figurate două liniații, cum sînt cele din zona Ruschița[15] și din regiunea Voislova — Lunca Cernei — Bucova[16]. În 1962, împreună cu H. Kräutner, am avut prilejul să vedem în micașisturile de la Rusca-Montană urmele a două liniații,

---

[13] I. Bercia și E. Bercia, *Raport asupra cercetărilor ge ologice din Munții Parîngului*, Arh. Com. geol., 1959.

[14] I. Bercia și colab., *Op. cit.*, p. 451.
H. Kräutner și colab., *Op. cit.*, p. 452 (a).
H. Kräutner și colab., *Op. cit.*, p. 452 (b).
H. Kräutner și colab., *Op. cit.*, p. 452 (c).
G. Neacșu și colab., *Op. cit.*, p. 452 (d).
O. Maier și colab., *Op. cit.*, p. 452 (e).
O. Maier și colab., *Op. cit.*, p. 452 (f).
M. Mureșan și colab., *Op. cit.*, p. 452 (g).
M. Mureșan și colab., *Op. cit.*, p. 452 (h).
M. Mureșan și colab., *Op. cit.*, p. 452 (i).
C. Chivu și colab., *Op. cit.*, p. 452 (j).
V. Serafimovici și colab., *Op. cit.*, p. 452 (k).

[15] L. Pavelescu, O. Maier, H. Kräutner, M. Mureșan și F. Kräutner, *Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea Ruschița (Poiana Ruscăi)*, Comunicare în ședința Com. geol. din iunie 1961 (sub tipar).

[16] O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu, V. Zimmermann și P. Zimmermann, *Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereu de fier din regiunea Voislova — lunca Cernii — Bucova*, Arh. Com. geol., 1962.

iar în 1963, elemente liniare B_2 dezvoltate tipic în gnaisele oculare din aval de Cheile Cernei (în apropierea confluenței văii Cernei cu valea Bîlii, adică în zona în care O. Maier și colaboratori menționaseră deja existența a două liniații).

În masivul Leaota, N. Gherasi[17], R. Dimitrescu, M. Arion și G. Pitulea[18] au pus în evidență (atît în seria de Cumpăna, cît și în seria de Leaota) două sisteme de liniații mai vechi (orientate NV—SE și respectiv NS), peste care se suprapune un sistem mai nou orientat NE—SV (pe care l-am analoga cu elementele liniare B_2). După autorii menționați, fiecare din cele trei liniații corespunde unei faze de cutare, dintre care cea mai nouă ar fi hercinică [18], de ea legîndu-se retromorfismul șisturilor zonei de Călușu — Tămășel.

O ultimă informație asupra prezenței a două liniații ne-a fost furnizată de R. Ciocănelea (informație verbală, 1963), care în zona Bozovici (seria de Miniș) a pus în evidență două liniații.

Ținînd seama de cele arătate, considerăm că și în domeniul getic elementele liniare B_2 au totuși o largă răspîndire în toate masivele cristaline (epimetamorfice, mezometamorfice sau catametamorfice) ce-l alcătuiesc.

Judecînd după situația (menționată) din zona centrală a Masivului Poiana Ruscăi[19], Parîng[20] și din Leaota[21], s-ar putea ca elementele liniare B_2, începînd din masivul cristalin al Leaotei și pînă în Poiana Ruscăi, să fie orientate predominant NE—SV și subordonat NV—SE (sau după alte direcții); înspre sud și sud-vest de capătul vestic al acestei zone, datorită schimbării direcțiilor structurale ale cristalinului (care trec de la direcția generală E—V la cea NNE—SV și chiar N—S), este posibil ca elementele liniare B_2 să fie orientate preponderent NV—SE și chiar VNV-ESE.

4. MUNȚII APUSENI

Primele cercetări microtectonice în această unitate aparțin lui R. Dimitrescu (5)[22], care în zona Cîmpeni menționează existența a două liniații: primul sistem de liniații, orientat VNV—ESE, este cel mai vechi fiind de natură sinmetamorfică și a fost găsit numai în cristalinul Arieșului (seria de Biharia și seria de Muncel); cel de-al doilea sistem (de natură mai mult tectonică), orientat NE—SV și NNE—SSV, este mai nou și apare atît în cristalinul Arieșului, cît și în seria șisturilor verzi de Arieșeni (carbonifer inferior) și în conglomeratele și rocile laminate (atri-

[17] N. Gherasi, *Cartări, revizuiri și coordonări în cuprinsul foii 87 — Zărnești (masivul cristalin al Leaotei — între Moeciu și valea Ghimbavului)*, Arh. Com. geol., 1962.

[18] R. Dimitrescu, M. Arion și C. Pitulea, *Raport geologic asupra prospecțiunilor din Masivul Leaota*, Arh. Com. geol., 1962.

[19] I. Bercea, E. Bercea și C. Chivu, *Op. cit.*, p. 451.

[20] I. Bercea și E. Bercea, *Op. cit.*, p. 459.

[21] N. Gherasi, *Op. cit.*, p. 460.
R. Dimitrescu și colab., *Op. cit.*, p. 460.

[22] R. Dimitrescu, *Raport geologic asupra prospecțiunilor din sectorul Cîmpeni*, Arh. Com. geol., 1962.

buite permianului inferior). Vîrsta celei de-a doua liniații este cuprinsă (după părerea lui R. Dimitrescu) între carboniferul inferior și formațiunile permiene nelaminate în care această liniație nu mai este prezentă (după R. Dimitrescu, liniația a doua s-ar fi format în permian, în faza de cutare saalică).

În filitele seriei de Păiușeni (din Munții Drocea), H. Savu (informație verbală, 1962) a pus de asemenea în evidență existența liniațiilor de tipul B_1 și B_2.

Cercetările noastre asupra eșantioanelor provenite din cristalinul Munților Apuseni ne-au permis să analogăm sistemul al doilea de liniații, pus în evidență de R. Dimitrescu în zona Cîmpeni și de către H. Savu în Munții Drocea, cu liniațiile B_2 de care ne ocupăm, arătînd în același timp marea răspîndire a acestora în toate masivele cristaline care alcătuiesc Munții Apuseni. De asemenea, am pus în evidență coexistența liniațiilor B_1 cu liniațiile B_2 nu numai în cristalinul Arieșului și cristalinul Gilăului, ci și în seriile epimetamorfice slab metamorfozate ale acestor munții, inclusiv seria șisturilor verzi de Arieșeni și seria rocilor laminate (atribuite, fără argumente paleontologice, permianului inferior).

Menționăm că I. Berbeleac [23] a pus în evidență două liniații (paralelizabile cu cele din Poiana Ruscăi) în șisturile cristaline epimetamorfice ale insulei de Rapolt (situată în partea de sud a Munților Metaliferi), figurîndu-le pe harta geologică a acestei regiuni.

Judecînd după orientarea direcțiilor structurale principale din Munții Apuseni (inclusiv a cristalului din „munții ascunși" din nord-vestul Transilvaniei), este probabil ca în unele zone liniațiile B_2 să fie orientate NE—SV (în sectoarele cu structura orientată NV—SE), iar în altele NV—SE (în sectoarele orientate structural NE—SV); în masivele cristaline dispuse structural după direcția E—V, liniațiile secundare B_2 pot fi orientate predominant NE—SV și subordonat NV—SE sau N—S.

II. DESCRIEREA ELEMENTELOR MICROTECTONICE B_1 ȘI B_2

Diferitele eșantioane de șisturi cristaline cercetate ne-au relevat prezența atît a elementelor microstructurale legate de tectonica B_1, cît și a celor legate de tectonica B_2.

1. După modul predominant de dezvoltare în spațiu a elementelor microtectonice legate în general de tectonica B_1, se pot deosebi *a*) elemente liniare și *b*) elemente plane.

a) Elementele liniare cele mai frecvent întîlnite sînt liniațiile B_1 (paralele structurilor plicative) date de șarnierele microcutelor milimetrice și submilimetrice, de aranjamentul liniar al unor minerale (cuarț, sericit, grafit, amfibol ș.a.), de intersecția clivajului axial cu foliația de stratificație etc.

[23] I. Berbeleac, *Raport geologic privind prospecțiunile pentru fier, aur și sulfuri complexe în regiunea Uroiu — Vărmaga — Hărău (insula cristalină de Rapolt)*, Arh. Com. geol., 1962.

Un al doilea tip, mai puțin întîlnit în eșantioanele studiate, este reprezentat prin microcutele centimetrice asimetrice (cu un flanc mai lung decît celălalt), care în teren pot da indicații prețioase nu numai asupra direcției structurilor plicative (cu care sînt paralele), dar și asupra tipului de flanc pe care se află aflorimentele respective (flanc normal sau flanc invers). Ele au luat naștere sinmetamorfic în timpul cutării flexurale cu alunecare concentrică, o dată cu structurile plicative ale șisturilor cristaline de la noi.

Un alt element liniar observat, aparținînd tectonicii B_1, sînt „tulpinile" de cuarț, paralele cu axul structurilor plicative ; acest tip de cuarț a luat naștere în timpul cutării sinmetamorfice, pe seama soluțiilor silicioase hidrotermal-metamorfice, din care a cristalizat apoi în zonele de minimă presiune.

La unele roci cristaline studiate (în special la șisturile cuarțitice și uneori la tipurile de șisturi filitoase) s-au observat tendințe de structuri „creionate", date de intersecția șistozității cu diferite plane din zona axului B_1 (plane „hol").

Toate aceste elemente liniare sînt deranjate (ca fiind anterioare) de elementele B_2.

Relații variabile de vîrstă relativă sînt prezentate de microcutele cu clivaje (clivaje axiale, clivaje de fractură) paralele sau subparalele cu B_1, cărora le corespunde pe suprafața de șistozitate o liniație de intersecție paralelă sau subparalelă cu axul B_1. Astfel, uneori, aceste elemente liniare sînt deranjate de cele de tipul B_2, iar alteori, dimpotrivă, acestea din urmă par a fi mai vechi (în acest caz liniațiile B_2 sînt adesea foarte fine și greu de deosebit după aspect de liniațiile B_1). În aceste cazuri, deosebirea dintre elementele liniare menționate nemaiputîndu-se face în eșantion, pe criterii morfologice și de vîrstă relativă, stabilirea elementului liniar care dă direcția structurii majore plicative se poate face numai în teren. Menționăm această situație întrucît în Masivul Poiana Ruscăi, împreună cu H. K r ă u t n e r , am observat în unele zone reluări ale unor plane „hol" care dau o liniație paralelă structurilor plicative, dar care deranjau liniațiile fine B_2. Aceasta arată că unele din aceste reluări de plane „hol" (sau de plane apropiate ca poziție de cea a planelor „hol") sînt mai noi decît mișcările tectonice B_2. Aceste fenomene s-au putut manifesta și în alte zone din șisturile cristaline de la noi din țară. Lucrul este important de reținut mai ales în cazul structurilor plicative care prezintă schimbări accentuate de direcție (cum este cazul anticlinoriului major din Poiana Ruscăi sau — după părerea noastră — și al unor structuri din cristalinul Carpaților Orientali, Meridionali și Apuseni), întrucît în astfel de situații cunoașterea și deosebirea elementului liniar ce indică direcția structurii este foarte importantă (chiar dacă el este ulterior lui B_2).

b) Elementul structural plan (legat de cutarea B_1 sinmetamorfică) cel mai pregnant în rocile observate este șistozitatea. S-a remarcat prezența ambelor tipuri principale de șistozitate sinmetamorfică : șistozitatea de stratificație (care a luat naștere prin amplificarea în timpul metamorfismului regional a stratificației inițiale) și șistozitatea clivajului de curgere ; ambele tipuri sînt deranjate de elementele B_2.

Tabelul nr. 2

Situarea tectonicii B_1 în cadrul succesiunii evenimentelor metamorfice și tectonice

Perioada metamorfismului regional	recristalizarea principală	exudări de cuarț hidrotermal metamorfic	mișcări predominant tangențiale perpendiculare față de B_1	faza I	șistozitate de stratificație; macrocute de cutare flexurală cu alunecare concentrică; microcute de antrenare (formate prin cutare flexurală cu alunecare concentrică); liniații fine de încreștire (toate paralele cu B_1)
					clivaj de curgere; șistozitatea clivajului de curgere; liniații de intersecție (paralele cu B_1) ale clivajului de curgere cu șistozitatea de stratificație; structuri creionate (paralele cu B_1)
	recristalizări secundare (ca importanță)		recrudescențe ale mișcărilor predominant tangențiale	faza II	reluări de plane „hol" (din zona lui B_1) sau de plane apropiate ca poziție de planele „hol" (clivaje de alunecare, clivaje de fractură) cu formare uneori de microcute de clivaj paralele cu B_1 sau subparalele cu B_1; șistozitate (datorită îndesirii acestor clivaje) — rar întîlnită; liniații de intersecții ale planelor reluate cu șistozitățile anterioare
			mișcări predominant verticale	faza III	clivaje B_2 (oblice sau perpendiculare față de B_1); șistozitate (datorită îndesirii clivajelor B_2) — relativ rar întîlnită; microcute de fractură B_2 (oblice sau perpendiculare față de B_1); liniații de intersecție B_2 (oblice sau perpendiculare față de B_1) ale clivajului B_2 cu șistozitățile anterioare
			recrudescențe ale mișcărilor predominant tangențiale	faza IV	reluări de plane „hol" (din zona lui B_1) sau de la plane apropiate ca poziție de cea a planelor „hol" — rar întîlnite; liniații de intersecții ale planelor reluate cu șistozitățile anterioare — rar întîlnite

De asemenea s-au mai observat, ca elemente plane, clivaje de curgere (sinmetamorfice) (care atunci cînd se repetă foarte des dau naștere șistozității de clivaj, menționată mai sus), clivaje de fractură și fisuri.

2. Aspectul morfologic al elementelor aparținînd tectonicii B_2 este în general diferit de cel al elementelor legate de cutarea B_1. Microcutele și liniațiile tectonice B_2 sînt determinate în majoritatea cazurilor de intersecția unor clivaje cu șistozitatea (de stratificație sau de clivaj) a rocilor. Deformațiile legate de tectonica B_2 au un caracter semiruptural sau ruptural.

Micile flexuri, ondulații și microcute legate de tectonica B_2 dau adesea un aspect cu totul caracteristic roçilor în care apar, asemănător unei „table ondulate". Intersecția elementelor liniare aparținînd tectonicii B_1 cu cele aparținînd tectonicii B_2 dă de asemenea un aspect caracteristic rocilor în care apar, asemănător formei de „grătar".

Elementul microstructural principal al tectonicii B_2 este clivajul elementelor liniare menționate (flexuri, ondulații, microcute etc.). Aceste clivaje se grupează frecvent în sisteme, repetîndu-se centimetric sau milimetric (în acest din urmă caz poate rezulta o șistozitate a cărei direcție este diferită de cea a șistozității de stratificație). Uneori, în același eșantion, orientarea acestor clivaje diferă de la unul la altul, în care caz și liniațiile sau ondulațiile rezultate din intersecția cu șistozitatea nu mai sînt paralele între ele. Uneori același clivaj schimbă de direcție, rezultînd astfel un element liniar frînt (de obicei în unghi obtuz mare). Clivajul B_2 reprezintă de fapt în multe cazuri foste fisuri sau plane potențiale de minimă rezistență preexistente (produse în timpul cutării principale B_1), care au fost apoi reluate în timpul mișcărilor B_2. În eșantioanele cercetate s-au observat rar cazuri de orientare ale unor minerale foioase în planul acestui clivaj; de-a lungul lui se produc de obicei doar îndoiri ale acestor minerale (formate anterior) sau întreruperea discontinuității mecanice a rocilor. Uneori, de-a lungul clivajelor, s-au observat filonașe de cuarț metamorfic. De-a lungul acestor clivaje se observă deplasări submilimetrice, milimetrice și centimetrice ale microcompartimentelor alăturate (aceste microcompartimente pot fi asemuite unor felii înguste, mărginite de clivaje B_2), fenomen care apare în diverse stadii, de la microflexuri și microcute pînă la întreruperea continuității mecanice a rocii (de-a lungul acestui clivaj). Deseori, aceste deplasări au, de la clivaj la clivaj, un același sens de mișcare, alteori (mult mai rar), sensurile variază în aceeași rocă. În ceea ce privește relațiile geometrice dintre clivajul aparținînd mișcărilor B_2 și direcția elementelor liniare paralele cu B_1, s-a observat că adesea el reprezintă o fostă fisură „ac" a tectonicii B_1 sau o fisură oblică (de obicei cu unghi mare față de B_1). S-ar putea ca unele din clivajele oblice (mai ales cele nord-estice și respectiv nord-vestice) să fie supraimpuse rocilor, în timpul mișcărilor B_2.

Îndoirea șistozității de-a lungul clivajului (fenomen care uneori este observabil numai la microscop) și producerea elementelor liniare B_2 (microflexuri, microcute și microondulații) se observă în special în rocile incompetente (filite, șisturi sericito-cloritoase, șisturi grafitoase); tot în astfel de roci se mai observă uneori îndoiri plastice ale cuarțului hidrotermal-metamorfic exudat pe suprafețele de șistozitate. În rocile compe-

tente (calcare, dolomite, cuarțite etc.) elementele liniare de mai sus lipsesc în general, rămînînd doar clivajul de-a lungul căruia se observă doar mișcări diferențiale ale microcompartimentelor învecinate (acest fenomen s-a observat și în Masivul Poiana Ruscăi [24]). În partea de NV a Masivului Poiana Ruscăi am avut ocazia să observăm în roci carbonatice fin stratificate (mai puțin competente tectonic decît rocile carbonatice nestratificate) că aspectul intersecției dintre șistozitatea de stratificație și clivajul B_2 se apropie de cel prezentat de rocile incompetente (iau naștere flexuri și microcute centimetrice și decimetrice).

Poziția în spațiu a elementelor liniare B_2 este dată atît de orientarea clivajului acestora, cît și de cea a șistozității rocii, la a căror intersecție se află. În partea de nord-vest a Masivului Poiana Ruscăi s-a observat că rotirea accentuată sinmetamorfică (concomitentă cu B_1) a structurilor majore de aici nu duce în general și la rotirea concomitentă a elementelor B_2. Studierea pe teren a poziției planului de clivaj B_2 și a alunecărilor relative ale microcompartimentelor de-a lungul clivajelor este importantă pentru caracterizarea tectonicii B_2 în diversele sectoare ale masivelor cristaline din țara noastră.

Amplasarea momentului de formare al elementelor B_2 în succesiunea evenimentelor metamorfice și microtectonice ce caracterizează în general seriile cristaline de la noi (mai ales cele epimetamorfice) se poate vedea în tabelul nr. 2. Faza I (care în tabel cuprinde primele două subfaze) corespunde cu tectonica B_1 propriu-zisă. Faza III corespunde tectonicii B_2. Fazele II și IV pot fi considerate ca recrudescențe ale mișcărilor predominant tangențiale care au avut loc în timpul tectonicii B_1 propriu-zise.

Diferitele aspecte caracteristice ale elementelor B_2 de la noi din țară sînt redate în figurile din planșele I—V.

III. CONSIDERAȚII GENETICE

Diferitele interpretări genetice referitoare la elementele liniare B_2 pot fi grupate astfel :

1. Prima interpretare genetică a elementelor liniare B_2 a fost dată în zona centrală a Masivului Poiana Ruscăi, unde s-a admis (2) [25] că aceste elemente au luat naștere datorită mișcărilor de împingere de la sud, care au dat naștere și încălecării șisturilor mezometamorfice peste cele epimetamorfice. Rezultă deci că aceste elemente liniare sînt sincrone cu încălecarea menționată și că liniațiile B_2 sînt postmetamorfice, întrucît atît șisturile epimetamorfice, cît și cele mezometamorfice erau deja metamorfozate în momentul cînd s-a produs încălecarea ultimelor peste primele.

2. Un al doilea grup de ipoteze leagă formarea elementelor liniare B_2 de o fază de cutare ulterioară cutării sinmetamorfice (de care se leagă

[24] I. Berc i a, E. Berc i a și C. Chivu, *Op. cit.*, p. 451.
H. și F. Kräutner, *Op. cit.*, p. 452 (b).
M. și G. Mureșan, *Op. cit.*, p. 452 (i).
[25] I. Berc i a, E. Berc i a și C. Chivu, *Op. cit.*, p. 451.

tectonica B_1). O parte din adepții acestei ipoteze nu presupun și existența unui al doilea metamorfism (sau nu se pronunță clar în favoarea unei astfel de situații[26]); alții în schimb afirmă că elementele liniare B_2 reflectă existența unei cutări mai noi însoțite de metamorfism [27].

3. Un grup restrîns de cercetători[28] acceptă și posibilitatea ca cele două liniații (B_1 și B_2) să exprime existența concomitentă a două direcții de cutare în timpul metamorfismului; după variația în spațiu a unei cutări sau a alteia ar varia și relațiile geometrice dintre cele două elemente liniare : în sectoarele unde a predominat, de exemplu, cutarea B_1, elementele B_2 ar fi șterse și ar fi deranjate de către primele, și invers.

4. În fine, după cum s-a arătat în partea introductivă a lucrării, atît noi[29], cît și H. Kräutner și F. Kräutner [30] am ajuns la o serie de concluzii similare asupra genezei elementelor liniare B_2 care apar în părțile de NV și NE ale Masivului Poiana Ruscăi. Modul de formare al deformațiilor B_2, diferit de cel al deformațiilor B_1 (produse prin cutare flexurală cu alunecare concentrică), este legat de mișcările mici, diferențiale, ale unor microcompartimente, de-a lungul unor fisuri sau plane potențiale de minimă rezistență (transformate adesea în cursul acestor mișcări în clivajele elementelor B_2) din cadrul rocilor. Prin aceste mișcări microcompartimentale, în rocile incompetente luau naștere mici flexuri, ondulații și deranjări ale șistozității, în zonele ce se mișcau și veneau în atingere unele cu altele de-a lungul clivajelor B_2 (asemănător procesului de curbare a stratelor în sensul mișcărilor de faliere — așa-zisele „pipe" care pot ajuta la determinarea sensului mișcării compartimentelor faliate). De obicei în rocile competente aceste îndoiri nu s-au produs rămînînd doar clivajul de-a lungul căruia au avut loc mișcările menționate. Aceste mișcări reprezintă probabil componente ale unor mișcări regionale predominant verticale (judecînd după sensul de mișcare general de-a lungul clivajelor B_2) prin care masa rocilor esențial metamorfozate (și care se aflau într-un stadiu semiplastic și chiar ruptural) se ridica (către sfîrșitul proceselor metamorfice) în ansamblu, în etapa definitivării edificiului orogenetic respectiv. Elementele liniare B_2 formate astfel, nu pot fi deci atribuite unei cutări flexurale cu alunecare concentrică (cum este cazul microcutelor B_1 formate anterior); ele pot fi numite „cute de alunecare" sau de „fractură" și deci nu pot fi analogate genetic și temporal cu macrocutele de alunecare flexurală cu alunecare concentrică prezente în aceeași serie cristalină, chiar dacă în unele cazuri ar exista un paralelism geometric între elemen-

---

[26] G. Neacșu și colab., *Op. cit.*, p. 452 (d).
O. Maier și colab., *Op. cit.*, p. 452 (e și f).
N. Bîră și colab., *Op. cit.*, p. 458.
N. Gherasi, *Op. cit.*, p. 460.
R. Dimitrescu și colab., *Op. cit.*, p. 460 (notele 18 și 22).

[27] C. Chivu și V. Serafimovici, *Op. cit.*, p. 452 (j).
V. Serafimovici și C. Chivu, *Op. cit.*, p. 452 (k).
C. Ionescu, *Op. cit.*, p. 458.

[28] O. Maier și colab., *Op. cit.*, p. 452 (e și f).

[29] M. și G. Mureșan, *Op. cit.*, p. 452 (h și i).
M. Mureșan, *Op. cit.*, p. 453.

[30] H. Kräutner și colab., *Op. cit.*, p. 452 (b).

tele liniare B_2 dintr-un sector și aceste macrostructuri plicative dintr-un alt sector al aceluiași masiv cristalin.

Întrucît considerăm că această presupunere este valabilă pentru formarea tuturor elementelor liniare B_2 din orice serie cristalină (indiferent de vîrstă) de la noi din țară, în cele ce urmează vom argumenta mai pe larg părerea exprimată mai sus, bazați atît pe observațiile noastre de teren, cît și pe cele făcute asupra diferitelor eșantioane de șisturi cristaline de la noi.

a) Întrucît în zona din apropierea liniei tectonice direcționale Cinciș—Vadul-Dobrii, orientată E—V (din Poiana Ruscăi) liniațiile B_2 sînt dispuse predominant NE—SV, se poate trage concluzia că formarea acestor elemente liniare nu poate fi legată de mișcările de împingere de la sud care au produs și avansarea șisturilor mezometamorfice (din sud) peste cele epimetamorfice (din nord). În acest caz, liniațiile B_2 ar fi trebuit să aibă orientarea E—V (perpendicular pe direcția împingerii).

b) Dacă s-ar admite faptul că liniațiile B_2 s-ar datora unor mișcări de cutare, ar trebui să acceptăm că într-o perioadă relativ scurtă de timp, care s-a scurs între formarea elementelor liniare B_1 și cea a elementelor B_2 (mărimea relativă a acestei perioade va fi discutată mai jos), direcția presiunilor tangențiale s-a schimbat brusc în una și aceeași regiune, uneori cu aproape 90° (adică de la o direcție aproximativ perpendiculară pe axa de alungire a geosinclinalului la o direcție aproape paralelă cu această axă). Acest fenomen este greu de imaginat; constanța relativă a direcției presiunilor în diferite perioade geologice care s-au manifestat într-o anumită regiune („ereditatea" direcției structurilor plicative) întîlnită adesea se opune acestui mod de interpretare (de exemplu, principalele direcții structurale din formațiunile mezozoice și terțiare ale Carpaților sînt aproximativ paralele cu cele din cristalinul acelorași munți).

Întrucît într-o zonă limitată elementele liniare B_2 sînt uneori divers orientate (de pildă NE—SV și NV—SE), este greu de admis că aceleași presiuni tangențiale de cutare (dacă le-am admite ca generatoare ale acestor elemente liniare) să dea naștere la liniații divers orientate, cînd de fapt acestea ar trebui să aibă o direcție unică în sectoare limitate, și anume aproximativ perpendicular pe direcția acestor presiuni tangențiale (chiar ținînd seama de faptul că aceste mișcări s-au suprapus peste o structură deja cutată).

În sfîrșit principiul similitudinii, utilizat cu succes în geologia structurală, se opune analogării unor microcute de alunecare cu caracter evident ruptural și semiruptural (ce țin de tectonica B_2), cu structuri plicative care au luat naștere prin cutare flexurală cu alunecarea concentrică, prezente în aceeași serie cristalină. Astfel, de exemplu, într-o anumită zonă măsurîndu-se elemente liniare B_1 și B_2 nu se justifică legarea lui B_2 de o nouă fază de cutare prin motivul că în altă zonă a aceleiași serii cristaline există structuri plicative care au direcția pe care o prezintă elementele liniare B_2 din cealaltă regiune. În asemenea cazuri, nu poate fi aplicat principiul similitudinii, ci poate fi vorba de rotirea unor structuri plicative (fenomen legat de tectonica B_1) care își schimbă direcția de la un sector la altul.

c) În ceea ce privește corelația de timp față de perioada principală a metamorfismului regional, se poate afirma că elementele B_2 s-au format după această perioadă, cînd rocile se găseau într-un stadiu semiruptural și chiar ruptural (fapt scos pentru prima dată în evidență în zona centrală a Masivului Poiana Ruscăi [31]). Caracterul morfologic al microcutelor B_2 arată în majoritatea cazurilor acest lucru ; pe de altă parte, după cum am arătat mai sus, există cazuri de reluare ale unor plane „hol" (din zona lui B_1) (sau a unor plane apropiate ca poziție de planele „hol") care uneori deranjează elementele liniare B_2. În aceste situații, s-a observat că liniațiile B_2 aveau aspecte foarte apropiate de cele prezentate de obicei de către liniațiile B_1. Acest fapt dă indicații asupra prelungirii, în anumite sectoare, a stadiului plastic existent în timpul metamorfismului regional. Aceste aspecte oarecum contradictorii, precum și existența semnalată a cuarțului hidrotermal metamorfic insinuat uneori pe clivajele B_2, îndoirea plastică după microcutele B_2 a acestor cuarțuri exudate în timpul mișcărilor B_2, precum și prezența în unele cazuri a mineralelor (de tipul filosilicaților) crescute pe clivajele B_2, ne determină să presupunem că elementele B_2 ale fiecărei serii cristaline în care apar, au luat naștere către sfîrșitul proceselor metamorfismului regional respectiv.

d) Pentru determinarea vîrstei relative de formare a elementelor B_2 față de cutarea B_1, sinmetamorfică, atenția ni s-a îndreptat către formațiunile cristaline slab metamorfozate și datate paleontologic, putînd astfel obține o bază de extrapolare și pentru seriile cristaline mai vechi. Astfel în Dobrogea de nord, elementele liniare B_1 și B_2 apar împreună în seria precambrian-paleozoică pînă în devonianul inferior-coblenzian (determinat ca atare de O. Mirăuță și E. Mirăuță (8)) inclusiv. În formațiunea de carapelit (pretriasică, probabil carbonifer inferior), dispusă transgresiv peste devonianul inferior, sînt remaniate șisturi filitice care prezintă două liniații. În Banat, șisturile filitice de vîrstă siluriană (determinată ca atare de Gr. Răileanu și S. Năstăseanu (10)) de pe valea Idegului prezintă liniații B_1 și B_2 ; filitele carbonifer inferioare (11) de la Drencova de asemenea prezintă elemente liniare B_1 și B_2 tipice. În conglomeratele carbonifer superioare din Banat, sînt remaniate elemente de șisturi cristaline care prezintă urmele a două liniații. În sfîrșit, în Munții Apuseni am constatat că ambele tipuri de liniații (B_1 și B_2) apar împreună nu numai în seriile cristaline inferioare, ci și în cele superioare slab metamorfozate. Dintre ultimele, seria șisturilor verzi de Arieșeni, de vîrstă carbonifer inferioară (determinată pe bază de sporipolen (3)), poate ajuta la datarea limitei inferioare a vîrstei de formare a elementelor liniare B_1 și B_2 din seriile cristaline paleozoice din Apuseni. Rocile din seria laminată (atribuită fără argumente paleontologice permianului inferior) din Munții Apuseni prezintă concomitent elemente liniare B_1 și B_2 (ceea ce ar constitui un argument, după părerea noastră, că această serie nu poate depăși ca vîrstă carboniferul inferior). În Apuseni, elementele liniare B_2 nu mai apar în rocile „seriei vermiculare"

[31] I. Bercia, E. Bercia și C. Chivu, *Op. cit.*, p. 451.

PLANŞA I

Fig. 1. — Filit sericitos (din seria filito-cuarţitică de vîrstă cambrian-ordovician) cu microflexuri paralele, formate de-a lungul unui sistem de clivaje; sensul relativ de mişcare este acelaşi de-a lungul tuturor clivajelor. Mărime naturală. Culmea Priopcea (Dobrogea de nord). Colecţia V. Mutihac.

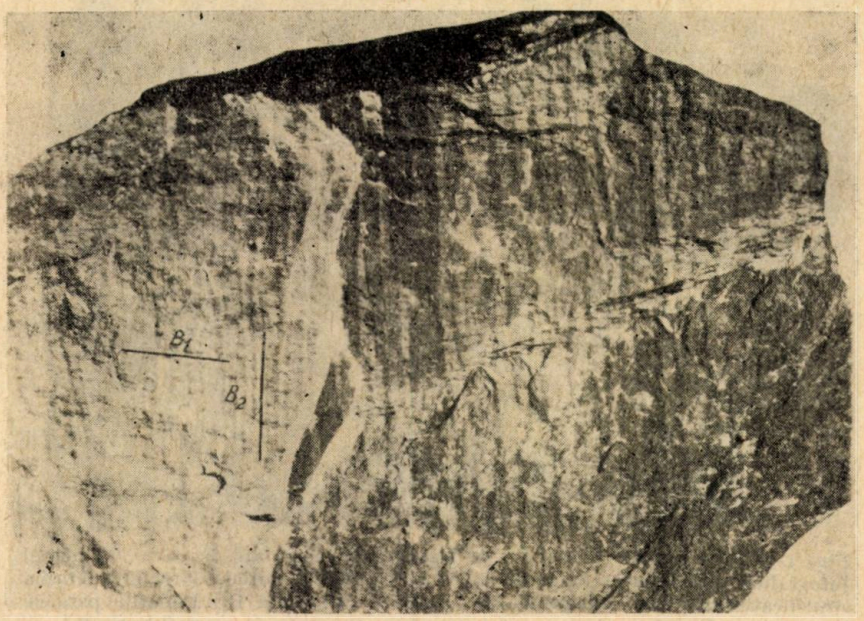


Fig. 2. — Filit sericitos (din seria filito-cuarţitică de vîrstă cambrian-ordocivian) cu liniaţii B_2 paralele date de frecventele microcute milimetrice, dispuse aproape la 90° faţă de liniaţiile fine B_1. Mărime naturală. Dealul Islam Geaferca (Dobrogea de nord). Colecţia R. Pascu (Com. geol.).

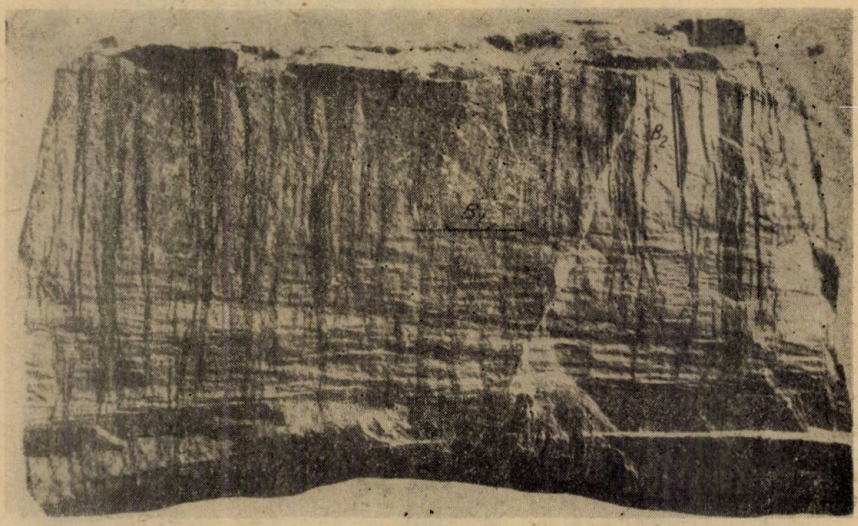


Fig. 3. — Filit verzui (din seria șisturilor verzi de Arieșeni de vîrstă carbonifer inferior) cu două liniații dispuse după două direcții aproximativ rectangulare. Mărime naturală. Arieșeni (Munții Bihor — Munții Apuseni). Colecția M. Bleahu (Com. geol.).

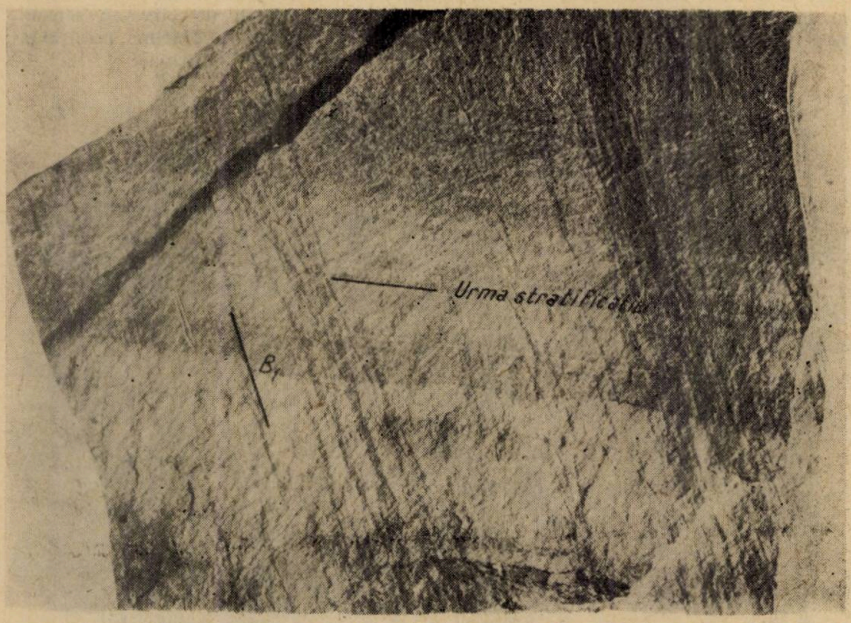


Fig. 4. — Filit argilos (cristalinul de Rapolt) cu șistozitate de clivaj (în planul fotografiei) care intersectează rubanarea (stratificația) inițială a rocii (deci urma stratificației în planul fotografiei este paralelă cu liniația B_1). Liniațiile paralele B_2, (care pe figură au fost notate eronat cu B_1) date de microflexuri, fac un unghi de 60—70° cu urma stratificației pe suprafața de șistozitate. Mărime naturală. Partea de NE a Rapoltului (Munții Apuseni), Colecția I. Berbeleac.

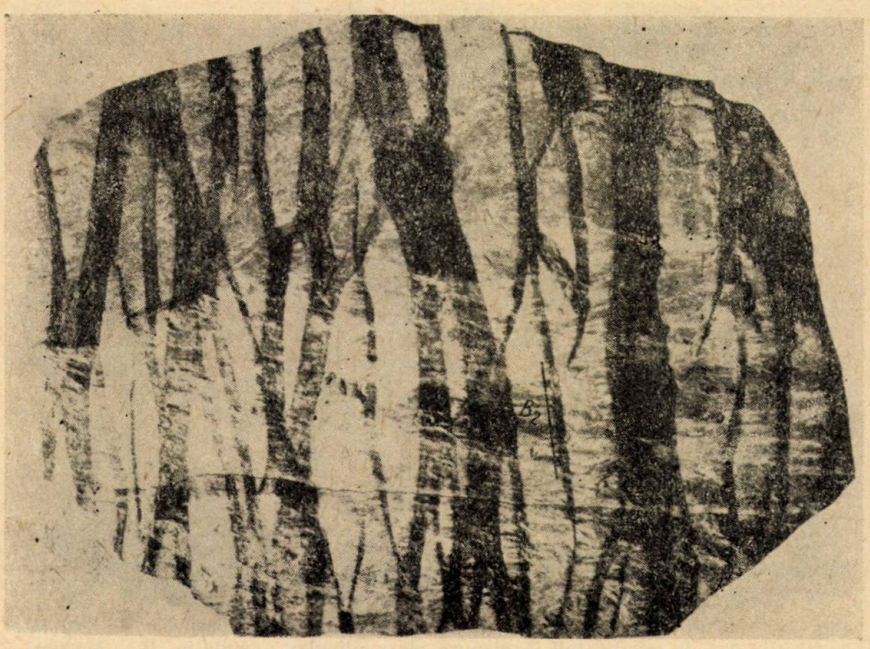


Fig. 5. — Șist filitic violaceu (din seria de Păiușeni) cu microflexuri B_2 neparalele, rezultate din mișcarea microcompartimentelor de-a lungul unor clivaje neparalele. Mărime naturală. Gura-Honț (Munții Drocea — Munții Apuseni). Colecția C. Nicolescu (Com. geol.).

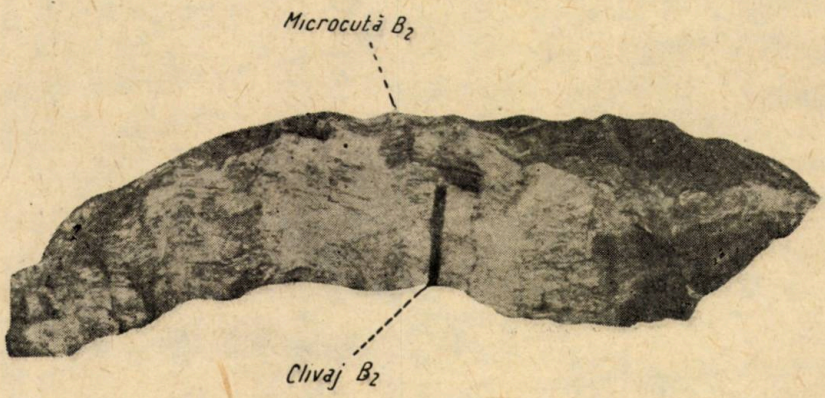


Fig. 6. — Șist filitic violaceu (același ca în fig. 5) în secțiune transversală. Se observă urmele clivajelor B_2 și microflexurile (pe care le face șistozitatea) corespunzătoare acestor clivaje. 1/4 din mărimea naturală. Gura-Honț (Munții Drocea — Munții Apuseni). Colecția C. Nicolescu (Com. geol.).

Fig. 7. — Filit sericito-grafitos (domeniul danubian) cu aspect de „tablă ondulată" dat de microcutele B_2 dispuse perpendicular pe liniaţia B_1. Mărime naturală. Munţii Vulcan (Carpaţii Meridionali). Colecţia G. Manolescu (Universitatea Bucureşti).

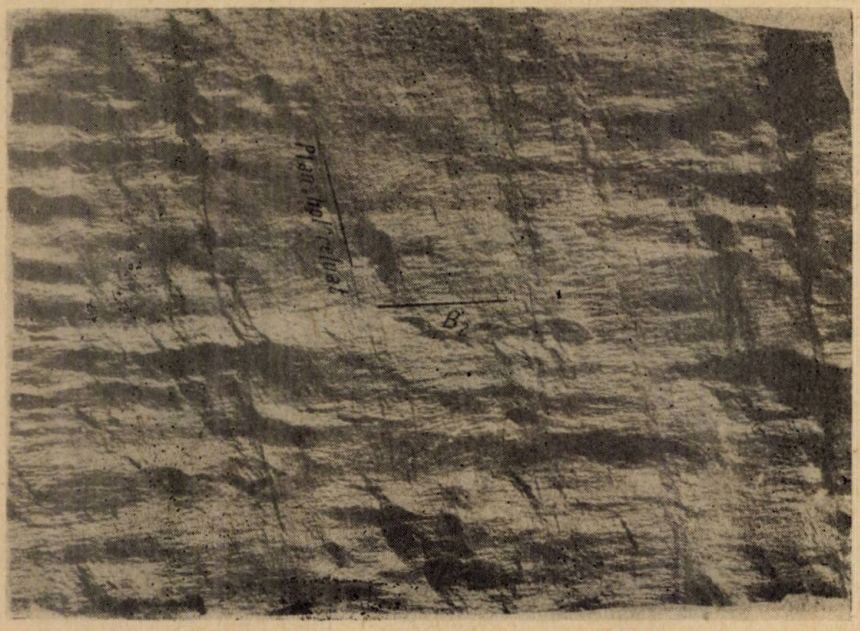


Fig. 8. — Filit grafitos (din unitatea epimetamorfică a Poienii Ruscăi) cu liniaţii B_2 fine intersectate şi deranjate de un sistem de plane reluate (din zona „hol" al lui B_1). Mărime naturală. Valea Bisericii (Poiana Ruscăi de NV — Carpaţii Meridionali). Colecţia M. Mureşan.

PLANȘA V

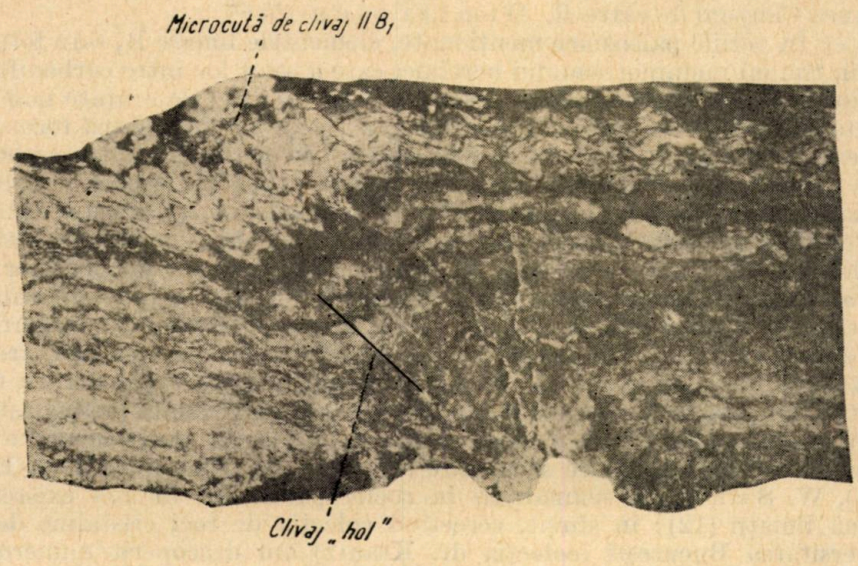


Fig. 9. — Secțiune transversală pe șistozitate într-un șist sericito-cuarțo-feldspatic (porfirogen) cu microcute de clivaj, paralele cu structura B_1; intersecția șistozității rocii cu clivajele respective dă o liniație de intersecție paralelă cu B_1. Mărime naturală. Valea Holdița (Carpații Orientali). Colecția M. Mureșan.

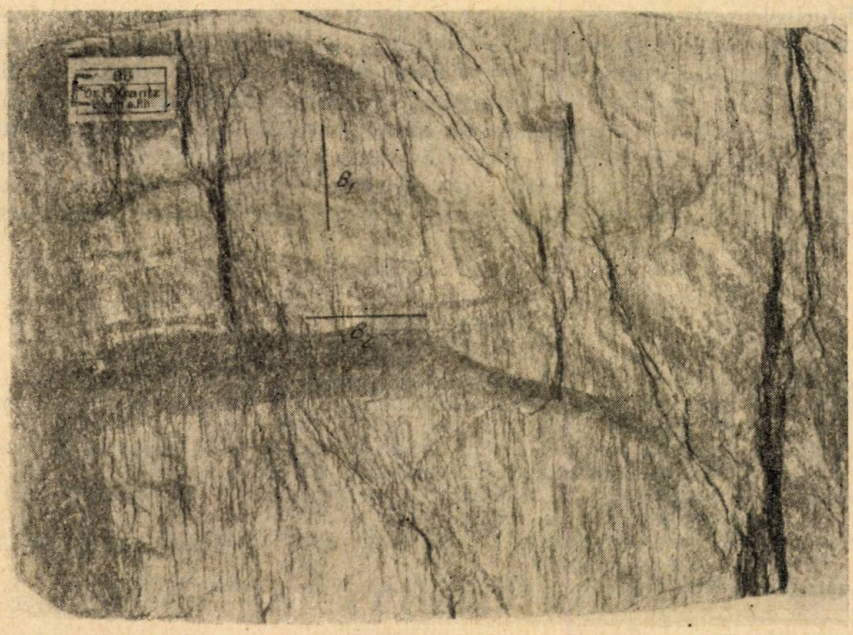


Fig. 10. — Filit cenușiu-verzui cu microflexuri B_2 și liniații B_1 fine. Mărime naturală. Lössnitz (Erzgebirge). Colecția dr. Krantz (Universitatea București).

atribuite permianului superior, situație constatată pentru prima dată în regiunea Cîmpeni de către R. Dimitrescu (5) [32].

e) În seriile paleozoice menționate, elementele liniare B_1 s-au format deci în timpul metamorfismului hercinic, care a avut loc între carboniferul inferior și carboniferul superior. Pe de altă parte, din cele arătate mai sus rezultă că elementele liniare B_2 s-au format tot în hercinic (după formarea elementelor liniare B_1, pe care le deranjează), în perioada dintre carboniferul inferior și carboniferul superior. Aceste fapte (împreună cu altele semnalate la descrierea elementelor B_2) ne îndreptățesc să presupunem că în evoluția unei serii cristaline oarecare (în care există elemente B_2 alături de elemente B_1) între formarea elementelor B_1 și cea a elementelor B_2 este o strînsă legătură temporală, prima fiind formată în procesul cutării sinmetamorfice, iar cea de-a doua către finele proceselor metamorfice, cînd aveau loc mișcări de ridicare în ansamblu a stivelor sedimentare în bună parte metamorfozate. Acest gen de evoluție microtectonică s-a manifestat și în alte masive cristaline de pe teritoriile învecinate țării noastre : în Munții Krconoși (R. S. Cehoslovacă), M. Maşca menționează existența unor elemente liniare secundare (6) ; pe valea Iskerului (R. P. Bulgaria), W. Schwan semnalează în rocile paleozoice de aici existența a două liniații (12) ; în sfîrșit, cercetînd colecția de roci cristaline de la Universitatea București (colecția dr. Krantz) am descoperit numeroase eșantioane din Erzgebirge (de exemplu eșantioanele de șisturi filitice nr. 54, 55, 56, 57 din colecția VI) și Saxonia (de exemplu eșantionul de filit nr. 50 din colecția XIV) care prezentau liniații B_2 tipice alături de cele de tipul B_1.

f) Direcțiile predominant NE și NV ale clivajului microcutelor B_2 din diferitele serii cristaline de la noi, pot fi corelate cu orientările fracturilor majore de pe teritoriul R. P. Romîne și al țărilor învecinate, în care se constată prezența a două sisteme dispuse în mod analog ; și unele și altele sînt condiționate într-un fel oarecare de mișcările din adîncime, în general verticale, ale blocurilor profunde, separate între ele prin fracturi orientate de asemenea NV—SE și NE—SV. Formarea acestor puternice și profunde dislocații cu extindere regională este desigur supusă unor legi cu caracter general planetar, generate printre altele de mișcările globului terestru în jurul axei sale.

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu I., *Privire generală asupra geologiei Dobrogei*, Iași, 1940.
2. Bercia I. și Bercia E., *Cercetări microtectonice în regiunea Gheĭar-Teliuc (Munții Poiana Ruscă)*, Dări de seamă Com. geol., 1964, **XLIX**.
3. Bleahu M., *Corelarea depozitelor paleozoice din Munții Apuseni*, Congresul al V-lea al Asociației Carpato-Balcanice, București, 1961, **III** *1*.
4. Căđere D. și Simionescu I., *Notă preliminară asupra straturilor fosilifere devoniene din Dobrogea*, An. Inst. geol. Rom., 1907, **I**.
5. Dimitrescu R., *Date microtectonice asupra regiunii Cîmpeni*, Dări de seamă Com. geol., 1964, **L**, *1* (sub tipar).
6. Maşka M., *Analiza tectonică a cristalinului*, Praga, 1954 (traducere I.D.T.).

[32] R. Dimitrescu, *Op. cit.*, p. 460.

7. MIRĂUȚĂ O. și MIRĂUȚĂ E., *Observații asupra structurii geologice a regiunii Baspunar — Camena — Ceamurlia de Sus (Dobrogea)*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLIV** (1956—1957).
8. — *Paleozoicul din partea de sud a Munților Măcin (regiunea Cerna — Hamcearca)*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLVI** (1958—1959).
9. MURGOCI G., *Ridicări geologice în Dobrogea de NE*, Bul. Soc. Ing. Min., 1898.
10. RĂILEANU GR. și NĂSTĂSEANU S., *Asupra prezenței formei de Artrophycus alleghaniensis (Harlan) în Carpații Meridionali*, Com. Acad. R.P.R., 1963, **XIII**, *5*.
11. RĂILEANU GR. și RUSU A., *Contribuții la cunoașterea carboniferului inferior din zona Drencova (Banat)*, St. și cerc. geol., 1962, **VII**, *3—4*.
12. SCHWAN W., *Über das Isker — Variszikum (Bulgarien)*, Geologie, 1958, **7**, *3—6*.

Institutul geologic al Comitetului geologic.

Primită în redacție la 28 aprilie 1964.

ASUPRA PROSPECȚIUNII GRAVIMETRICE-MAGNETOMETRICE DE LA LUNCA-MUREȘULUI — GURA-ARIEȘULUI (REG. CLUJ) *

DE

SCARLAT STOENESCU, ȘTEFAN AIRINEI și BEATRICE GAVRILESCU

55(05)

Sînt prezentate rezultatele prospecțiunilor gravimetrice de recunoaștere și de detaliu, ultima conjugată cu prospecțiune magnetometrică, pe un obiectiv geologic local, de interes economic, situat între localitățile Lunca-Mureșului — Gura-Arieșului (reg. Cluj). Rezultatele geofizice sînt analizate atît sub forma lor primară, cît și sub aceea a unui complex de prelucrări analitice (separări de cîmpuri, derivate de ordin superior, continuări în semispațiul inferior). Datele fizice sînt grupate și corelate cu elementele geologice ale structurilor de suprafață și cu informații sporadice din găurile de sondă. Concluziile interesează atît procesul de interpretare fizico-matematică a datelor primare — cazul unei prospecțiuni conjugate gravimetrice și magnetometrice —, cît și rezultatele corelării lor, pentru cunoașterea structurilor geologice adînci, respectiv a structurilor depozitelor sedimentare de la suprafață.

INTRODUCERE

Generalități. Limite. Obiectul acestei lucrări a apărut în anul 1950, o dată cu descoperirea anomaliei gravimetrice minimale situate între localitățile Lunca-Mureșului — Gura-Arieșului [1]. Această anomalie a fost

* Lucrare prezentată la Sesiunea de comunicări științifice a I.G.G.G. al Academiei R.P.R. din 28—31 mai 1961.

[1] Scarlat Stoenescu, *Prospecțiuni gravimetrice în regiunea Ocna-Mureșului — Bogata*, Raport Arh. Com. geol., 1950.

interpretată atunci drept efectul unei eventuale şi importante mase de sare situate în subsol. Un foraj executat pînă la adîncimea de 1 200 m, pe apexul anomaliei, nu a întîlnit corpul perturbant presupus. Acest fapt a impus o prospecţiune gravimetrică de mare detaliu realizată în anul 1960, în care măsurătorile gravimetrice au fost conjugate cu măsurători magnetice ΔZ[2]. Justificarea acestei prospecţiuni a constat în aprecierea că anomalia de minimum, cartată pe baza unei reţele semiregionale, poate fi efectul comulat al mai multor mase de sare izolate, pe care o reţea deasă de măsurători ar putea reuşi să le localizeze.

Teritoriul prospectat este cuprins între localităţile Ocna-Mureşului—Călăraşi—Luncani—Căptălan, cu o suprafaţă de aproximativ 175 km^2. Au fost măsurate 1 017 staţii. Desimea reţelei de observaţii pe aria anomaliei gravimetrice minimale cunoscute (cu suprafaţa de circa 30 km^2) este în jur de 20 de staţii/km^2. Restul reţelei are o desime cuprinsă între 5 şi 10 staţii/km^2.

Geologia regiunii. Teritoriul prospectat este situat pe marginea de vest a Depresiunii Transilvaniei, în zona de trecere de la cutele diapire la structura în domuri dinspre centrul bazinului subsident.

Formaţiunile geologice care apar la suprafaţă, în afară de aluviunile rîurilor Mureş şi Arieş, aparţin sarmaţianului (reprezentat prin marne şi nisipuri), tortonianului (în facies marnos) şi ponţianului (marno-argilos). Sarmaţianul acoperă o bună parte din regiune, tortonianul apare sub formă de petice în axele cuteler anticlinale, iar ponţianul ocupă arii în părţile de vest şi de sud ale regiunii (9), (10), (15).

Din punct de vedere tectonic, zona prezintă, după M. Ilie (9), un ansamblu de cute anticlinale şi sinclinale, cu axe aproape paralele, orientate NV—SE. Astfel, sînt de semnalat cutele anticlinale Noşlac — Călăraşi, Copand — Gura-Arieşului, Gligoreşti şi Hădăreni.

Deosebit de importantă este coloana stratigrafică a forajului săpat pe apexul anomaliei gravimetrice minimale [3].

Lucrări geofizice anterioare. În cuprinsul regiunii prospectate sau spre limitele ei sînt de semnalat unele lucrări geofizice anterioare ca:

Prospecţiunea gravimetrică pentru sare, executată cu gravimetrul Thyssen în anul 1948, în regiunea Ocna-Mureşului (13).

---

[2] Ştefan Airinei, *Prospecţiuni gravimetrice conjugate cu măsurători magnetice pentru sare în regiunea Lunca-Mureşului — Gura - Arieşului*, Raport Arh. Com. geol., 1960.

[3] Coloman Voith, *Raport geologic asupra lucrărilor de prospecţiune cu forajul de mare adîncime 4 161 Gura-Arieş*, Arh. Com. geol., ISEM, 1960. Din acest raport extragem următoarele informaţii asupra coloanei stratigrafice a forajului:

0—20 m, aluviuni (pietrişuri şi nisipuri fine);

20—233 m, sarmaţian (marne cenuşii-vinete; intercalaţii subţiri de gresii cenuşii cu ciment calcaros; înclinarea stratelor 15—20°; regim salmastru de sedimentare);

233—900 m, buglovian (marne cenuşii-vinete; concreţiuni mici de pirită: marne grezoase; intercalaţii milimetrice de tufuri; înclinarea stratelor 15—25°; la adîncimea de 654 m, înclinarea se modifică la 80°, revenind treptat la normal; interpretarea acestui deranjament este pusă pe seama unei falii);

900—1 200 m, tortonian (marne cenuşii-vineţii; marne grezoase, concreţiuni mici de pirită; gresii cu ciment calcaros; înclinarea stratelor este de 15—30° pînă la 1 130 m, unde înclinarea se modifică la 50—55°, formaţiunile prezentînd frămîntări şi oglinzi de fricţiune pe feţele de stratificaţie, ceea ce arată prezenţa unui deranjament tectonic puternic).

Prospecțiunea seismică din regiunea Sărmășel—Sînpaul — Bogata, din anul 1949 [4].

Prospecțiunile gravimetrice din anul 1950, efectuate în regiunile Ocna-Mureșului — Bogata [5] și Luduș — Bogata — Blaj — Sînmiclăuș [6].

Măsurătorile magnetice regionale din centrul Bazinului Transilvaniei, din anii 1952—1955 (2); de-a lungul Mureșului și în împrejurimi, în anii 1953—1954 (3), și spre vest, ocupînd aria Munților Apuseni, în anul 1960 [7].

REZULTATE GEOFIZICE

Rezultatele geofizice vor fi prezentate în ordinea următoare: 1. rezultate gravimetrice, 2. rezultate magnetice și 3. măsurători gravimetrice la nivele diferite, pe aceeași verticală, pentru determinarea gradientului vertical al gravității.

Rezultate gravimetrice. Rezultatele măsurătorilor gravimetrice sînt redate în mai multe imagini, constituite din hărți primare, sub forma anomaliei Bouguer, și hărți derivate din primele, în urma prelucrării lor analitice. Scopul acestor prelucrări este de a înlesni interpretarea fizică și geologică a rezultatelor înregistrate.

Harta anomaliei Bouguer pentru rețeaua semiregională (fig. 1). Este întocmită după criteriile curente în lucrările de acest tip și pentru densitatea unică 2,20 g/cm^3. Cîmpul înregistrat este dominat de efectul intens al unei anomalii regionale, care are sens de creștere de la vest spre est. Valoarea anomaliei regionale depășește 20 mgal și este caracterizată de un gradient orizontal mediu de aproximativ 2 mgal/km.

Anomalia de minimum Lunca-Mureșului — Gura-Arieșului se instalează transversal pe direcția izogamelor regionale. Intensitatea acestei anomalii este în jur de 1,5 mgal. Axa sa de simetrie intersectează aproape E—V axele structurilor de suprafață, care au orientări generale NV—SE. Prezența anomaliei provoacă o perturbare foarte accentuată în distribuția aproape uniformă a cîmpului regional. Acest fapt dă primele indicații asupra caracterului de adîncime al cauzei perturbante, foarte probabil în legătură cu situații structurale neprevizibile de la suprafață.

Harta anomaliei Bouguer pentru rețeaua de detaliu (fig. 2). Întocmită după aceleași principii, ea reproduce cu fidelitate aspectul anomaliei regionale, înregistrat de harta precedentă.

Ceea ce aduce nou prospecțiunea de detaliu este în legătură cu anomalia minimală Lunca-Mureșului — Gura-Arieșului. Ea a stabilit o depla-

---

[4] Pantel Davidescu și Alex. Stănciulescu, *Raport asupra lucrărilor echipei seismice nr. 1; regiunea Sărmășel — Sînpaul — Bogata (Podișul Transilvaniei)*, Arh. M.I.P.Ch., 1949.

[5] Scarlat Stoenescu, *Op. cit.*

[6] N. Popescu, *Raport asupra lucrărilor gravimetrice din regiunea Luduș—Bogata—Blaj — Sînmiclăuș*, Arh. M.I.P.Ch., 1950.

[7] Ștefan Airinei, *Lucrări de recunoaștere magnetică în Munții Apuseni*, Raport, Arh. Com. geol., 1960.

sare de circa 500 m spre nord a axului de minimum şi caracterul de contur dantelat al flancurilor anomaliei. Axul are, de asemenea, orientarea VNV—ESE şi se păstrează transversal peste structurile geologice de suprafaţă.

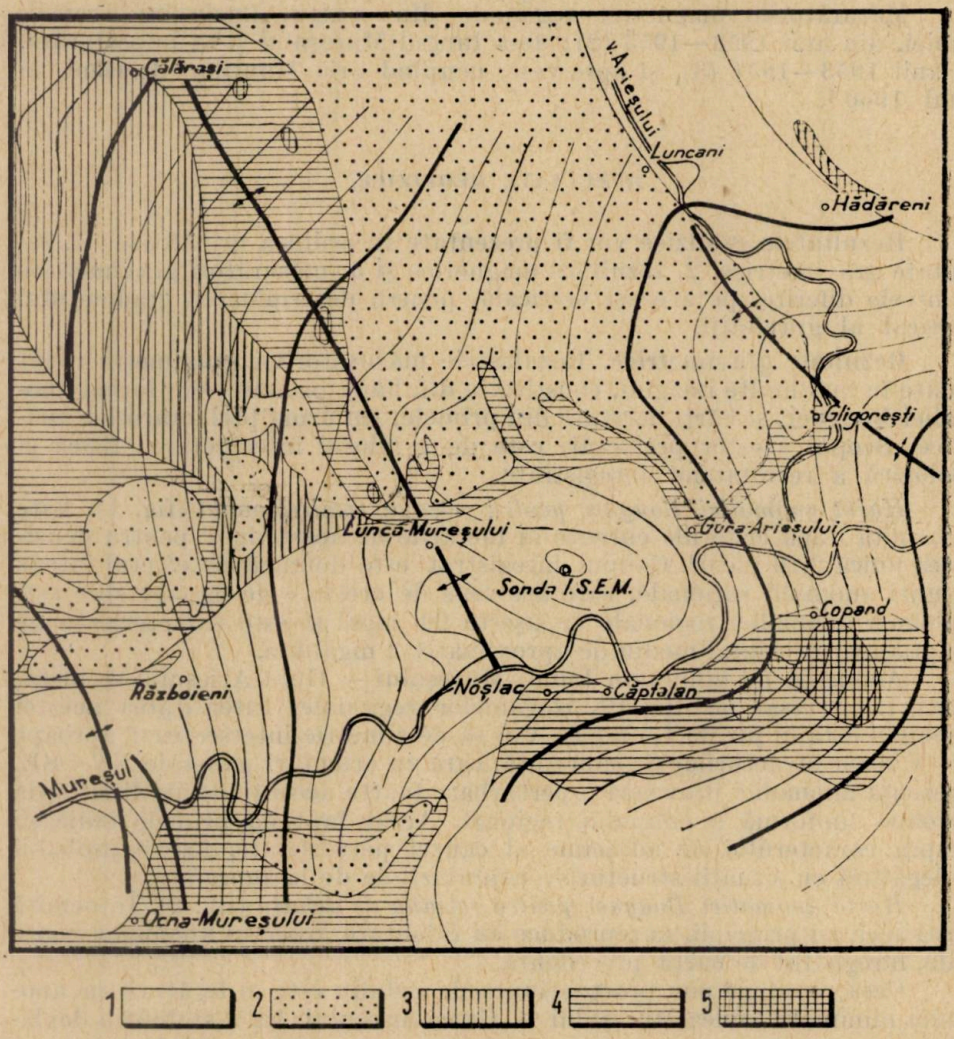


Fig. 1. — Schema anomaliei Bouguer pentru reţeaua semiregională şi pentru $\sigma = 2{,}20$ g/cm^3. Geologia după M. Ilie. *1*, Terase actuale; *2*, terase cuaternare; *3*, panonian; *4*, sarmaţian; *5*, tufuri.

Forajul I.S.E.M. se situează în sectorul pozitiv estic de pe flancul de sud al apexului minimal.

De-a lungul axului de simetrie minimală, au fost puse în evidenţă trei anomalii locale: întîia la circa 450 m nord de amplasamentul sondei

I.S.E.M. a doua la aproximativ 700 m est de biserica din satul Lunca-Mureșului și a treia la aproape 500 m NNV de aceeași biserică. Cele două anomalii din est sînt de forma unor elipse; zonele lor apicale, cu intensi-

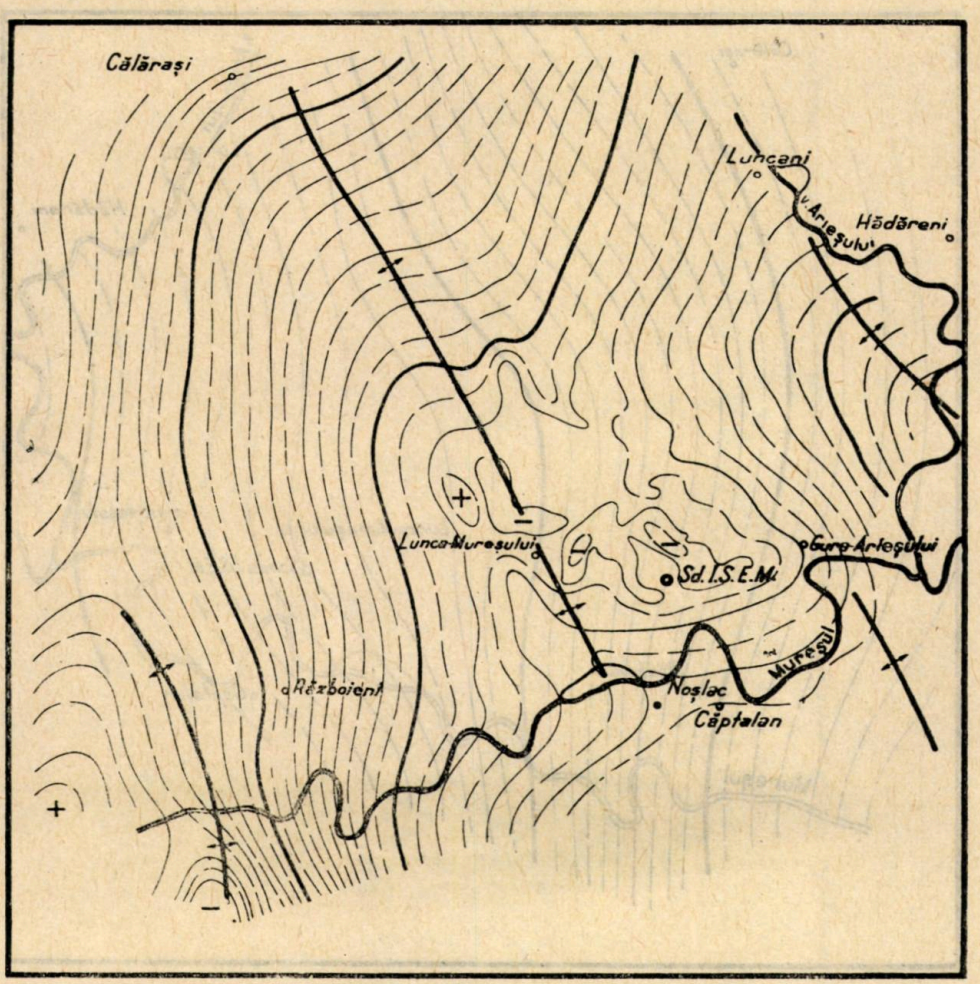


Fig. 2. — Schema anomaliei Bouguer pentru rețeaua de detaliu și pentru $\sigma = 2{,}20$ g/cm³. Axele anticlinale $\left(\frac{\uparrow}{\downarrow}\right)$ după M. Ilie.

tăți de aproximativ —1 mgal față de cîmpul sectorului pozitiv în care a fost săpată sonda I.S.E.M., au dimensiuni în jur de 500 × 200 m. A treia anomalie, de forma unei semilune, este mai puțin intensă (de circa —0,5 mgal).

În acest stadiu de prezentare a materialului gravimetric, se poate conclude că modificarea sensibilă a cîmpului regional dintre Lunca-Mureșului și Gura-Arieșului și crearea unei zone de minimum cu o suprafață de

peste 30 km² se datorează existenţei unei surse perturbante adînci şi că anomaliile locale indică prezenţa unor volume de roci în contrast negativ de densitate situate mai spre suprafaţa solului.

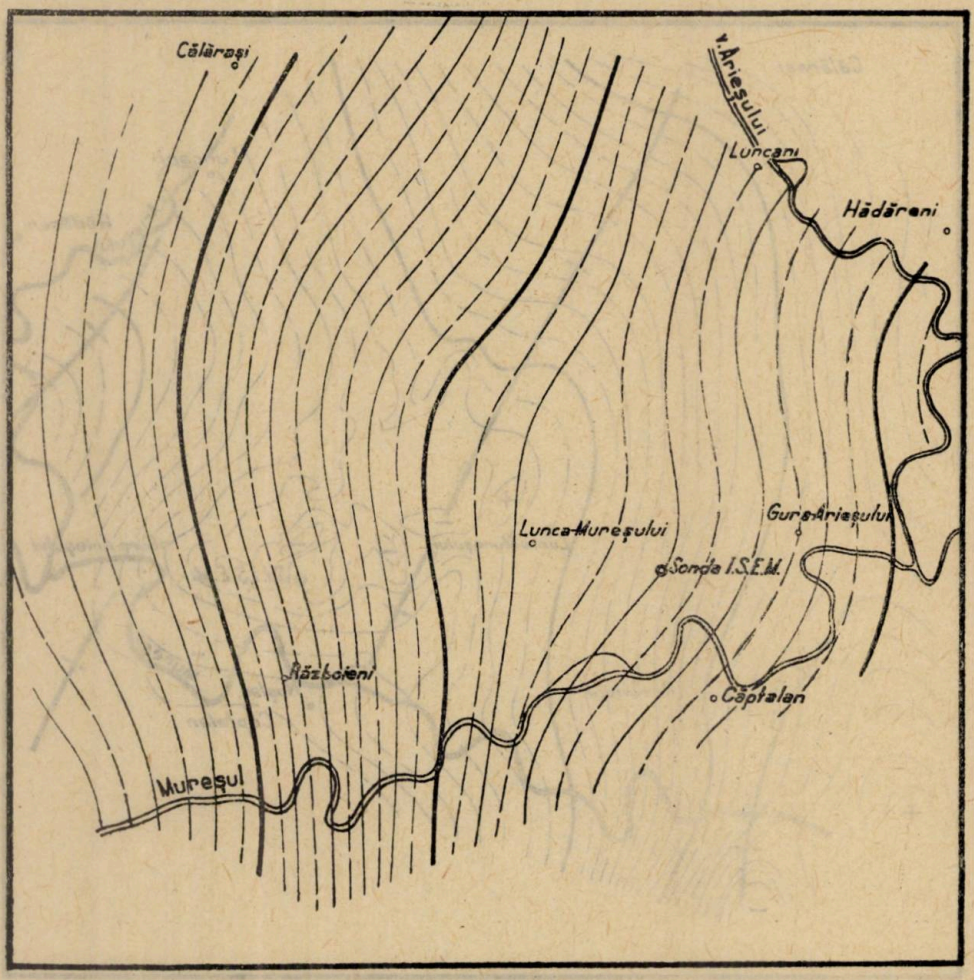


Fig. 3. — Schema anomaliei gravimetrice regionale.

Harta anomaliei gravimetrice regionale (fig. 3). Această imagine a fost obţinută din harta anomaliei Bouguer de detaliu, completată în partea de sud şi cea de est cu porţiuni din harta anomaliei Bouguer semiregională, pentru ca, în urma aplicării procedeelor de prelucrare, să se obţină valori pentru o suprafaţă cît mai întinsă.

Determinarea anomaliei regionale s-a făcut analitic, prin folosirea unei reţele pătratice cu latura de 1 km şi prin determinarea unor valori Δg medii pentru fiecare colţ al reţelei, cu un şablon Peters redus la primele

trei cercuri. Valorile obținute au fost interpolate la echidistanța de 0,5 mgal. Anomalia regională are o valoare de 13,5 mgal. Desfășurarea izoliniilor este aproape paralelă ; ele sînt grupate în două fascicule care au concavi-

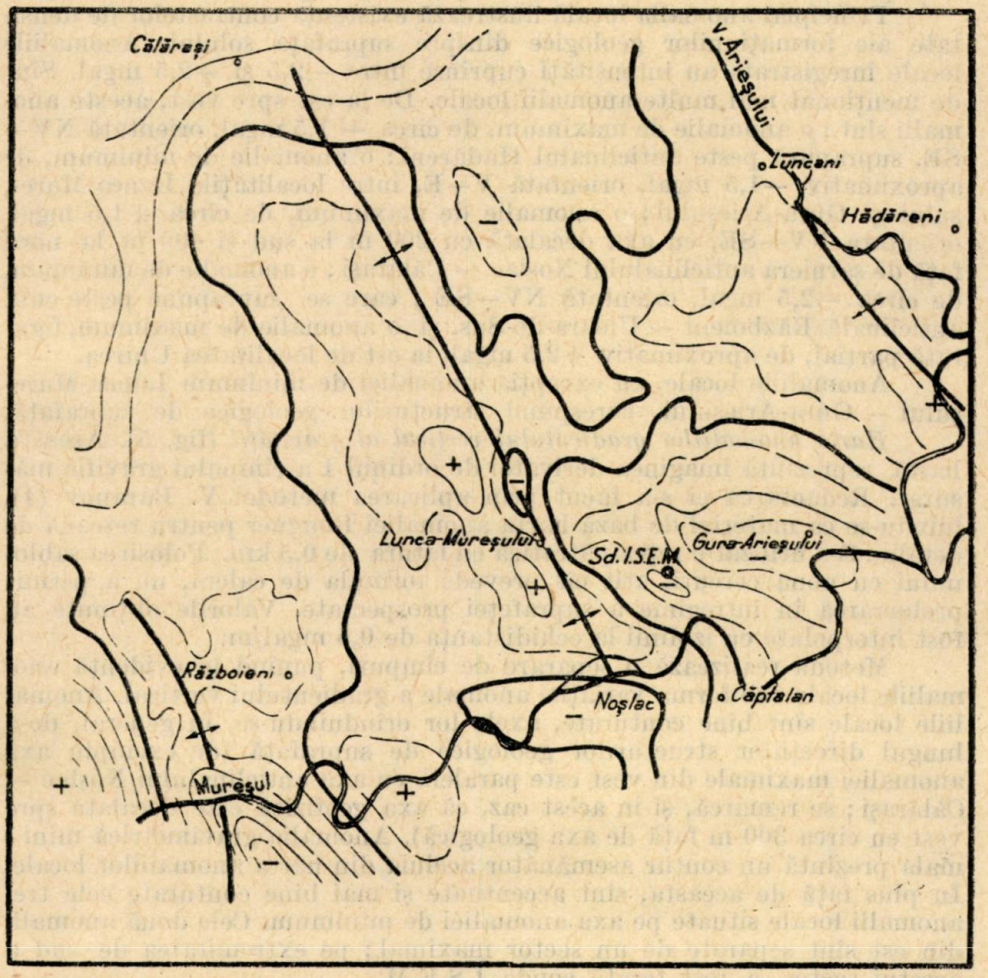


Fig. 4. — Harta anomaliilor gravimetrice locale.

tăți contrare față de o direcție orientată SSV—NNE, ce trece prin Lunca-Mureșului — N Luncani. Pe această direcție și, în legătură cu minimul Lunca-Mureșului — Gura-Arieșului, anomalia gravimetrică regională prezintă un deranjament de slabă intensitate. Este vorba probabil de o separare incompletă a cîmpului regional, provocată de adîncimea și dimensiunile mari ale cauzei perturbatoare din această zonă.

Harta anomaliilor gravimetrice locale (fig. 4). Separarea anomaliilor locale s-a efectuat pentru o rețea pătratică cu latura de 200 m. Valoarea

anomaliei locale pentru fiecare colţ al reţelei a fost obţinută prin diferenţa dintre valoarea anomaliei Bouguer şi valoarea anomaliei gravimetrice regionale corespunzătoare punctului respectiv. Prin interpolarea valorilor s-au putut trasa izolinii la echidistanţa de 0,5 mgal.

Principial anomalia locală ilustrează existenţa contrastelor de densitate ale formaţiunilor geologice dinspre suprafaţa solului. Anomaliile locale înregistrate au intensităţi cuprinse între —2,5 şi +2,5 mgal. Sînt de menţionat mai multe anomalii locale. De la est spre vest, aceste anomalii sînt : o anomalie de maximum, de circa + 1,5 mgal, orientată NV—SE, suprapusă peste anticlinalul Hădăreni ; o anomalie de minimum, de aproximativ —1,5 mgal, orientată V—E, între localităţile Lunca-Mureşului şi Gura-Arieşului ; o anomalie de maximum, de circa +1,5 mgal orientată NV—SE, cu axa decalată cu 200 m la sud şi 400 m la nord faţă de şarniera anticlinalului Noşlac — Călăraşi ; o anomalie de minimum, de circa —2,5 mgal, orientată NV—SE , care se suprapune peste cuta anticlinală Războieni — Uioara-de-Sus, şi o anomalie de maximum, figurată parţial, de aproximativ +2,5 mgal, la est de localitatea Unirea.

Anomaliile locale, cu excepţia anomaliei de minimum Lunca-Mureşului — Gura-Arieşului, corespund structurilor geologice de suprafaţă.

Harta anomaliilor gradientului vertical al gravităţii (fig. 5). Această hartă reprezintă imaginea derivatei de ordinul I a cîmpului gravific măsurat. Redactarea ei s-a făcut prin aplicarea metodei V. Baranov (4), luîndu-se ca material de bază harta anomaliei Bouguer pentru reţeaua de detaliu. S-a utilizat o reţea pătratică cu latura de 0,5 km. Folosirea şablonului cu nouă cercuri, atît cît prevede formula de calcul, nu a permis prelucrarea în întregime a suprafeţei prospectate. Valorile obţinute au fost interpolate cu izolinii la echidistanţa de 0,5 mgal/m.

Metoda realizează o separare de cîmpuri, punînd în evidenţă anomaliile locale sub forma variaţiei anomale a gradientului vertical. Anomaliile locale sînt bine conturate, axele lor orînduindu-se, în general, de-a lungul direcţiilor structurilor geologice de suprafaţă (de exemplu axa anomaliei maximale din vest este paralelă cu axa anticlinalului Noşlac — Călăraşi ; se remarcă, şi în acest caz, că axa geofizică este decalată spre vest cu circa 300 m faţă de axa geologică). Anomalia gravimetrică minimală prezintă un contur asemănător aceluia din harta anomaliilor locale. În plus faţă de aceasta, sînt accentuate şi mai bine conturate cele trei anomalii locale situate pe axa anomaliei de minimum. Cele două anomalii din est sînt separate de un sector maximal ; pe extremitatea de sud a acestui sector, a fost forată sonda I.S.E.M.

Această hartă mai conţine un grup interesant de anomalii ale gradientului vertical, aflat la circa 2,5 km NNE de Lunca-Mureşului : o anomalie de minimum, flancată la vest şi la est de două anomalii de maximum.

Harta derivatei a doua a gravităţii, după metoda H. Haalck (7) (fig. 6). Valorile derivatei a doua a lui g au fost calculate cu ajutorul formulei medii (care consideră opt staţii dispuse pe două cercuri concentrice faţă de punctul central), pentru aceeaşi reţea pătratică cu latura de 0,5 km. Pe baza ansamblului de valori obţinute, s-au trasat izolinii cu

echidistanța de 1×10^{-13} u CGS, curba de zero reprezentînd suprafața de nivel a anomaliei gravimetrice regionale. Anomaliile de minimum au fost marcate cu izolinii întrerupte, iar anomaliile de maximum cu linii

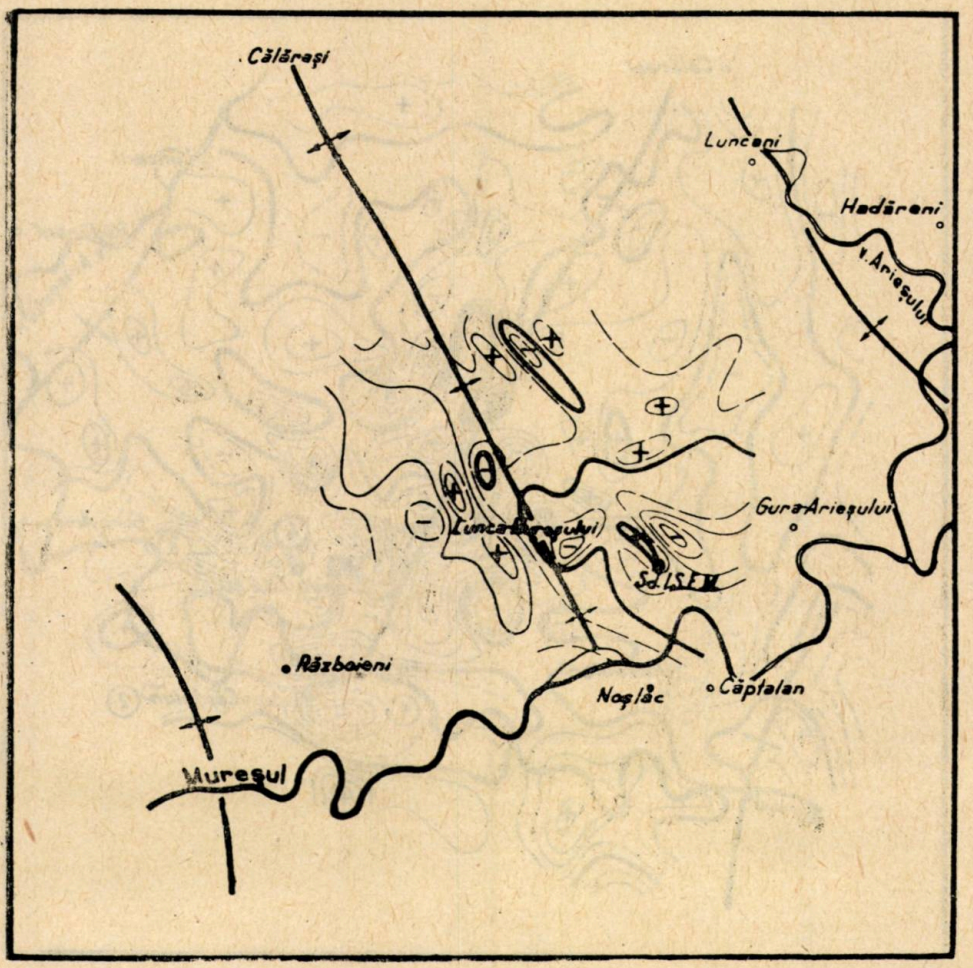


Fig. 5. — Harta anomaliilor gradientului vertical al gravității (după metoda V. Baranov). Izoliniile în mgal/m.

pline. Relevăm că această prelucrare accentuează puternic anomaliile locale, fărîmițîndu-le. Cîmpul regional pare să fie complet înlăturat.

În general, anomaliile derivatei a doua ocupă aceleași arii pe care se aflau instalate anomaliile locale (fig. 4). Pe aria minimală Lunca-Mureșului — Gura-Arieșului, apar — în afară de cele trei minime locale înregistrate în harta anomaliei Bouguer și harta anomaliilor gradientului vertical al gravității — încă două minime locale : unul la SSV de ampla-

samentul sondei I.S.E.M. şi altul la VSV de Gura-Arieşului. În plus, această hartă mai pune în evidenţă o a doua arie minimală, situată la sud, între Războieni — Noşlac — Căptălan, sensibil paralelă cu cea de la

Fig. 6. — Harta anomaliilor derivatei a doua ale gravităţii (după metoda H. Haalck). Izoliniile la echidistanţa de 1×10^{-13} u. CGS.

Lunca-Mureşului — Gura-Arieşului. Ambele arii minimale sînt înconjurate de sectoare pozitive cu anomalii locale de maximum.

Menţionăm că şi în această hartă axa anticlinalului Noşlac — Călăraşi se află decalată spre est cu circa 300—400 m faţă de axa geofizică. Este de remarcat faptul că de-a lungul acestei axe structurale geologice sînt înşiruite cinci minime locale, dintre care două (la est şi la nord de biserica din Lunca-Mureşului) apar şi în harta anomaliei Bouguer (fig. 2).

Harta înregistrează de asemenea, pe toată întinderea sa, grupul de trei anomalii locale (anomalia minimală centrală, flancată la vest și la est de cîte o anomalie maximală) relevat de harta anomaliilor gradientului vertical al gravității (fig. 5), la nord de Lunca-Mureșului.

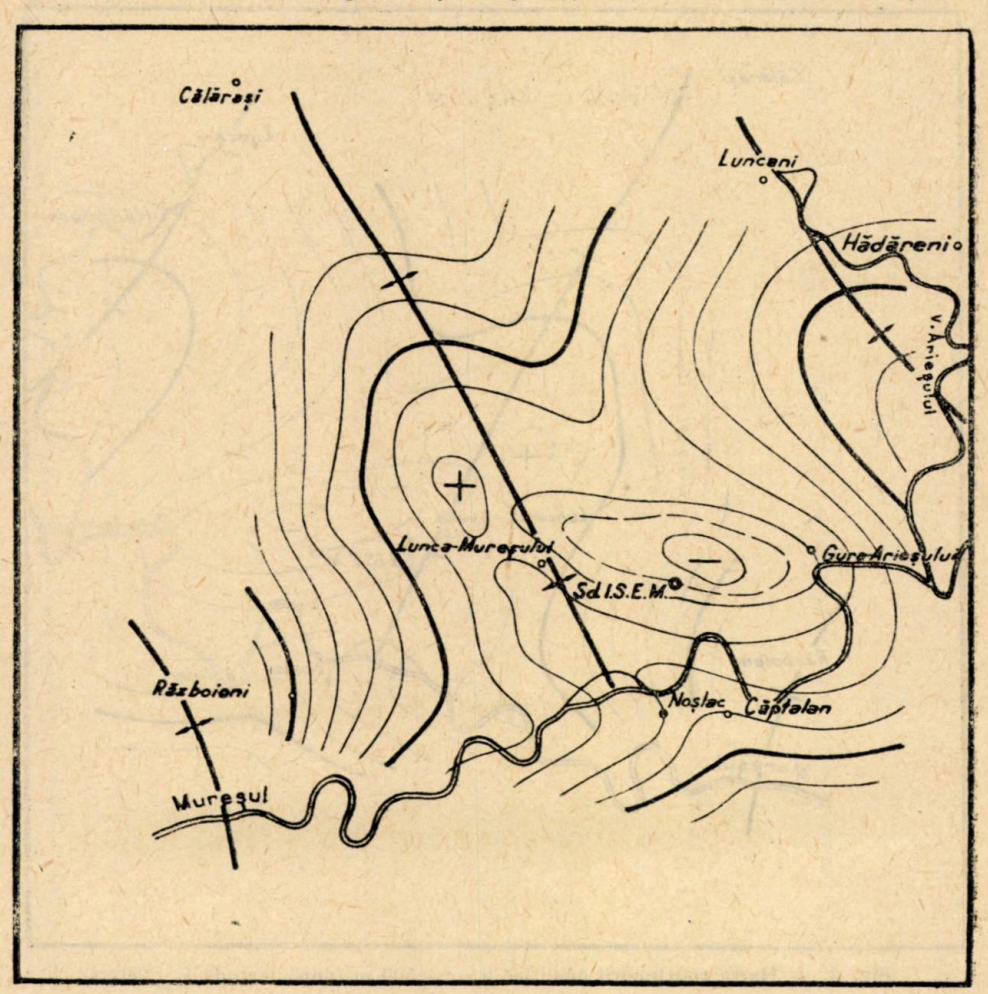


Fig. 7. — Harta anomaliilor derivatei a doua ale gravității (după metoda Th. Elkins). Izoliniile la echidistanța de 1×10^{-15} u CGS.

Harta derivatei a doua a gravității, după metoda Th. Elkins (fig. 7). Această hartă a fost calculată cu formula 1-a Elkins (6). Formula prevede utilizarea unui șablon cu trei cercuri concentrice, ceea ce contribuie la micșorarea suprafeței prelucrate față de suprafața prospectată. S-au folosit aceeași rețea ($l = 0{,}5$ km) și același material de bază (fig. 2).

Interpolarea valorilor este realizată prin izolinii la echidistanţa de 1×10^{-15} u CGS.

Cîmpul regional pare să fie complet înlăturat. Imaginile anomaliilor locale nu sînt însă atît de accentuate ca în harta precedentă. Forma

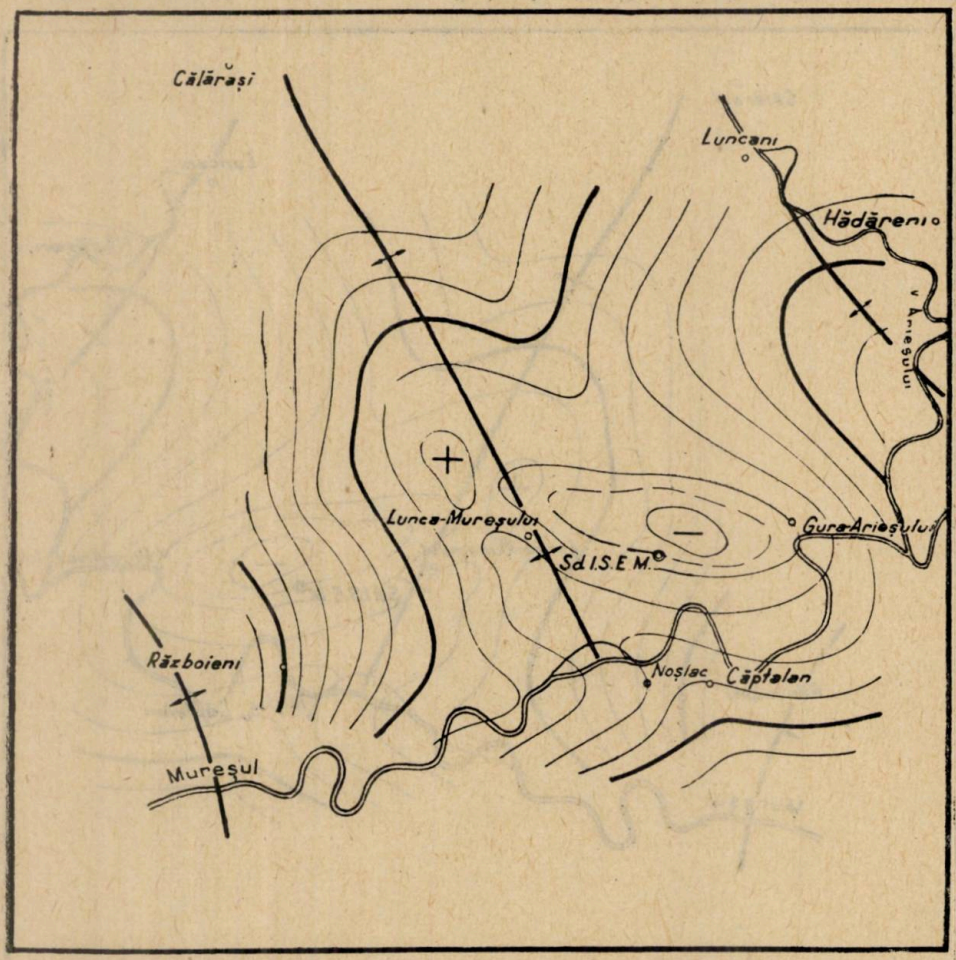


Fig. 8. — Harta continuării analitice h = — 500 m (după metoda L. Peters).

minimelor din zona Lunca-Mureşului — Gura-Arieşului este asemănătoare acelora înregistrate de harta anomaliilor gradientului vertical (fig. 5). Aria minimală Războieni — Noşlac — Căptălan apare ceva mai atenuată în această prelucrare. Axul geofizic pozitiv Călăraşi — Noşlac se menţine de asemenea, decalat spre vest, cu circa 300—400 m faţă de axa structurală geologică.

Harta continuării analitice, după metoda Peters (*11*) (fig. 8). Interesul acestei prelucrări este legat de necesitatea cunoaşterii distribuţiei

cîmpului gravității pe un plan de nivel mai apropiat de sursa perturbantă. Calculul valorilor s-a făcut pentru adîncimea de $h = -500$ m, folosindu-se rețeaua din prelucrările precedente ($l = 0{,}5$ km) și un șablon Peters cu șase cercuri. S-a plecat, de asemenea, de la harta anomaliei Bouguer pentru rețeaua de detaliu (fig. 2). În imaginea obținută, izoliniile sînt trasate la echidistanța de 1 mgal.

Aspectul general al hărții obținute prin continuarea analitică, în comparație cu harta anomaliilor Bouguer de la suprafață, este caracterizat de o ușoară atenuare a anomaliei regionale și de ștergerea efectelor locale situate pe zona de minimum Lunca-Mureșului — Gura-Arieșului.

Centrul hărții este dominat de anomalia minimală Lunca-Mureșului — Gura-Arieșului. Forma și orientarea ei sînt sensibil asemănătoare cu acelea din imaginile furnizate de harta anomaliei Bouguer (fig. 1) sau a anomaliei locale (fig. 4). Minimul este flancat la NNE și la VSV de ectoare de maximum, care corespund la axele anticlinalelor Hădăreni și Călărași—Noșlac.

Harta continuării analitice, după metoda L. Constantinescu și R. Botezatu (*5*) (fig. 9). A fost utilizată formula stabilită pentru rețeaua de triunghiuri echilaterale, în scopul de a se conserva, prin prelucrare (datorită folosirii a numai două cercuri concentrice stației centrale), cît mai mult din suprafața prospectată. Latura rețelei a avut, ca și în cazurile precedente, lungimea egală cu 0,5 km.

Imaginea obținută se deosebește foarte mult de harta realizată prin metoda Peters, atît în ceea ce privește distribuția intensității cîmpului regional continuat în jos, cît mai ales în legătură cu reprezentarea anomaliilor locale.

Cîmpul regional este ușor atenuat. Anomaliile locale negative, în număr de cinci, sînt foarte bine conturate. Ele apar aproape integral pe aria minimală Lunca-Mureșului — Gura-Arieșului, care este la rîndul său clar individualizată. O parte din anomaliile locale pozitive sînt aliniate de-a lungul unei axe aproape paralele și decalate spre vest față de linia anticlinală Călărași—Noșlac.

Rezultate magnetice. Rezultatele magnetice sînt redate sub forma a trei imagini : harta componentei ΔZ, harta anomaliei magnetice regionale și harta anomaliilor magnetice locale.

Harta componentei ΔZ (fig. 10). Această hartă prezintă ansamblul valorilor ΔZ măsurate, sub formă de izolinii trasate la echidistanța de 10 γ. Cîmpul geomagnetic înregistrat, cu sens de creștere de la SV spre NE, are o amplitudine de circa 200 γ. Imaginea obținută arată că perimetrul prospectat este situat pe flancul de SV al unei anomalii magnetice regionale, cu apexul la NE de localitatea Luncani. Anomalia regională prezintă în partea de vest un apex secundar, de circa 40 γ. Acest apex, de formă eliptică, are axa mare orientată paralel cu structura anticlinală Călărași—Noșlac. Axa geofizică este decalată spre vest cu circa 2 km față de axa geologică.

În general, izodinamele au o repartiție uniformă în jurul celor două zone de apex pozitive, cu excepția părții de SE a hărții. Aici, alura izo-

dinamelor devine agitată, făcînd să apară un număr de anomalii magnetice pozitive şi negative, cu intensităţi de 10—20 γ care, în bună parte, se suprapun peste anomaliile gravimetrice maximale şi minimale locale.

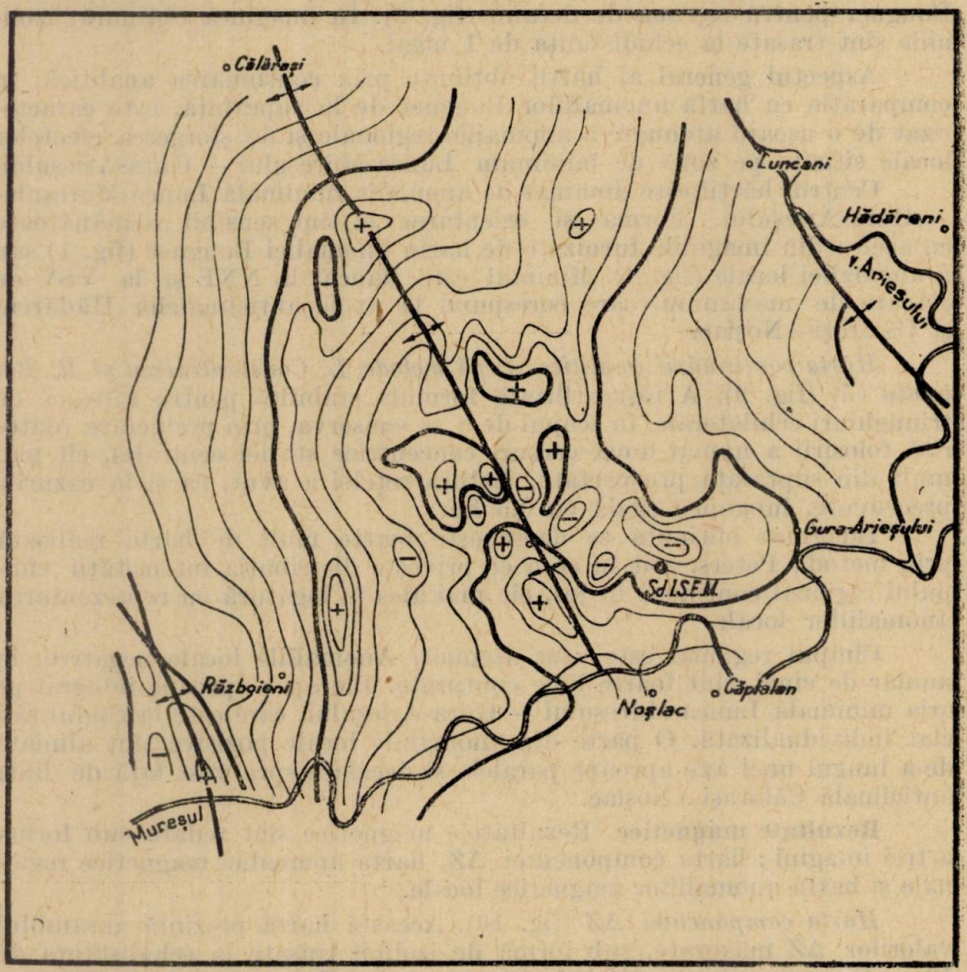


Fig. 9. — Harta continuării analitice h = — 500 m (după metoda L. Constantinescu şi R. Botezatu).

Sub această formă, rezultatele magnetice sînt incomod de urmărit. Pentru acest motiv, s-a simţit nevoia de a se face o separare a anomaliilor locale de fondul anomaliei regionale.

Harta anomaliei magnetice regionale (fig. 11). Această imagine a fost obţinută folosindu-se reţeaua şi procedeul aplicat la întocmirea hărţii anomaliei gravimetrice regionale (fig. 3).

Anomalia regională se înfățișează sub forma unei creșteri aproape uniforme a cîmpului de la SV spre NE, în valoare de circa 180 γ, de-a lungul unui ax de simetrie care trece pe lîngă localitățile Războieni și

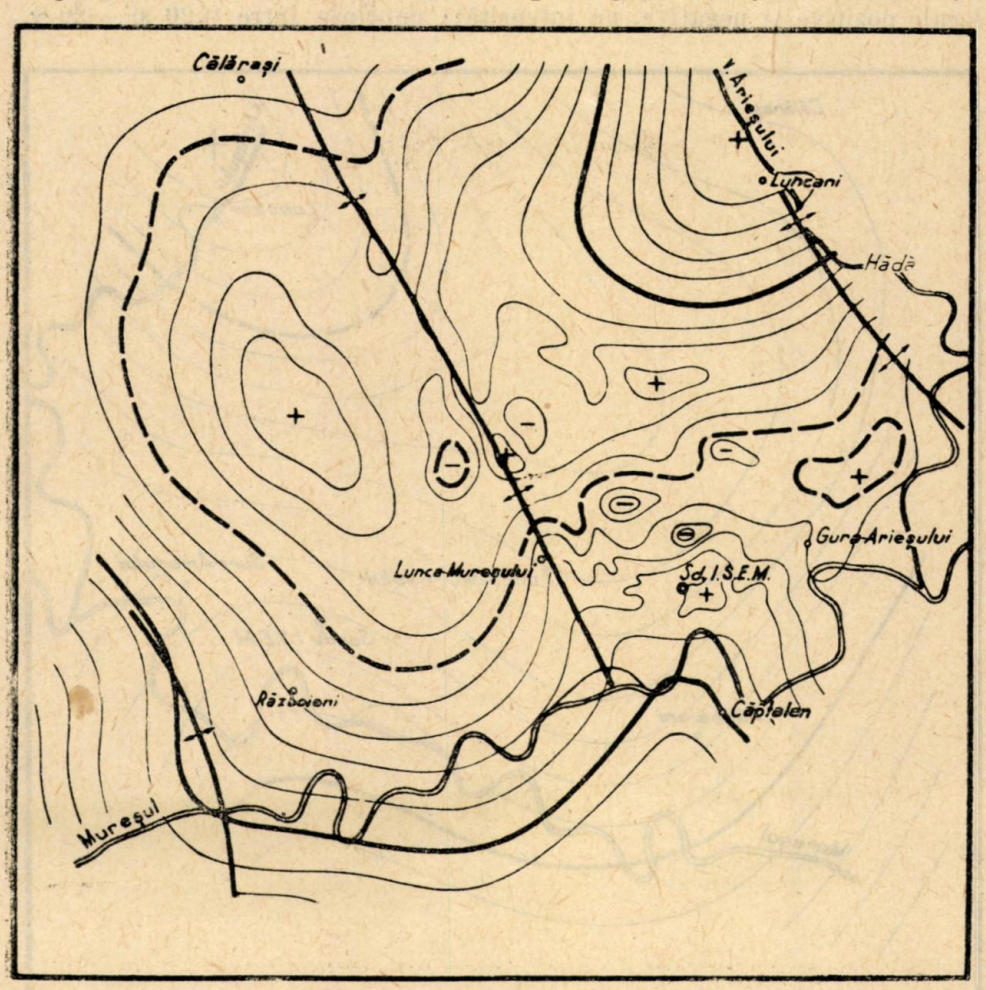


Fig. 10. — Harta componentei magnetice verticale ΔZ.

Luncani. Anomaliile locale din partea de SE a hărții componentei verticale ΔZ, precum și apexul secundar Călărași—Lunca-Mureșului, au dispărut, pe amplasamentul lor constatîndu-se o rărire a izodinamelor regionale.

Harta anomaliilor magnetice locale (fig. 12). Această hartă s-a construit pentru valorile ΔZ obținute prin scăderea punct cu punct a valorilor anomaliei magnetice regionale din valorile ΔZ măsurate. S-a folosit

o reţea pătratică cu latura de 200 m. Prin interpolarea valorilor reziduale, s-au trasat izanomale la echidistanţa de 5 γ.

Sînt puse în evidenţă un număr important de anomalii magnetice locale pozitive şi negative, cu intensităţi cuprinse între +20 şi −20 γ,

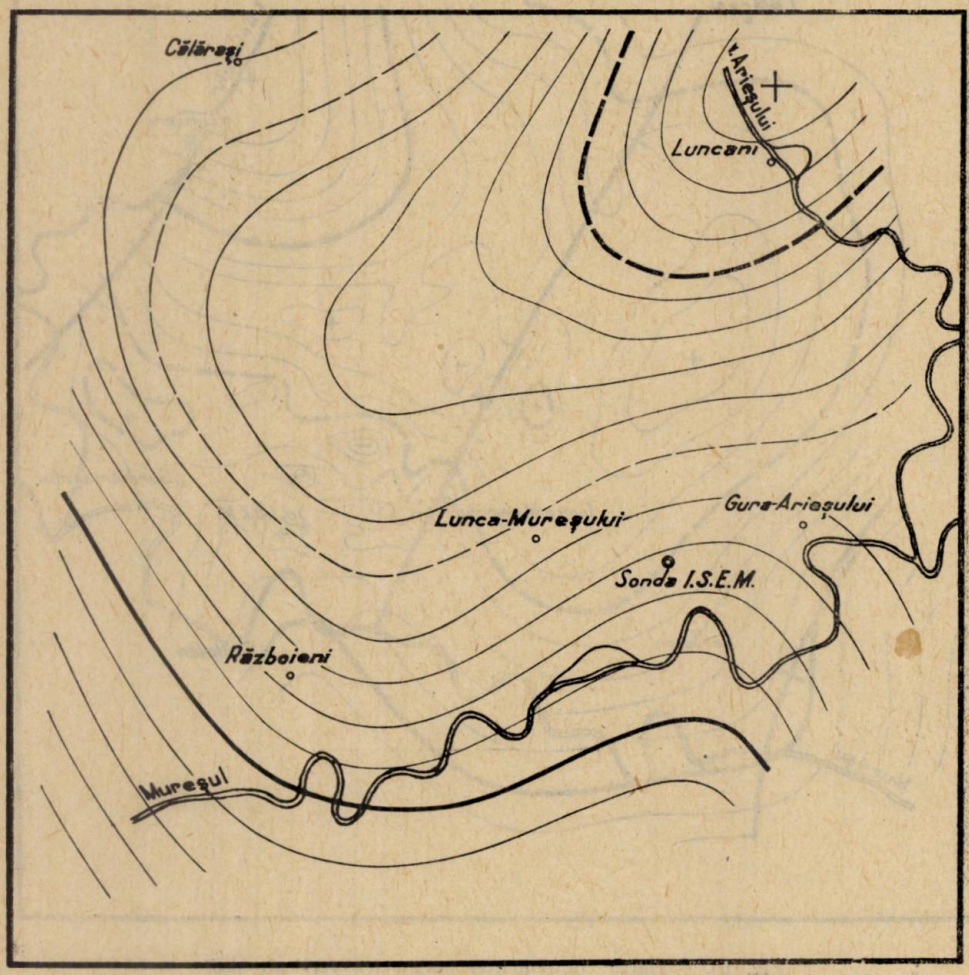


Fig. 11. — Harta anomaliei magnetice regionale ΔZ.

grupate şi distribuite ordonat de-a lungul structurilor geologice de suprafaţă. Excepţie face grupul de anomalii Lunca-Mureşului — Gura-Arieşului, situat pe aria unui minim magnetic general, corespunzător minimului gravimetric. Acest grup este constituit dintr-o aureolă de anomalii negative, situate în jurul unei anomalii pozitive centrale, pe aria căreia se află amplasamentul sondei I.S.E.M.

Zona minimală Lunca-Mureșului — Gura-Arieșului se prelungește spre NV (de-a lungul axului anticlinal Noșlac—Călărași), spre NE (în direcția localității Hădăreni) și spre S (pe un sector cuprins între satele

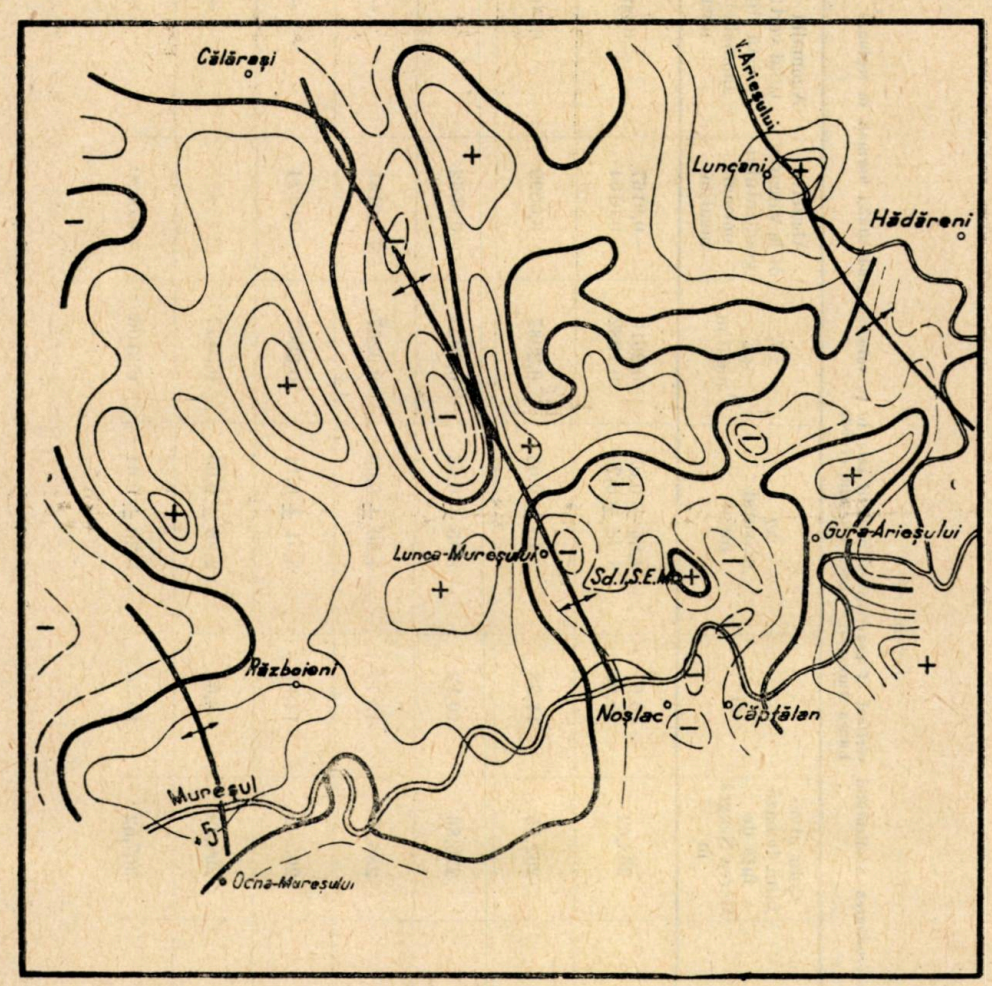


Fig. 12. — Harta anomaliilor magnetice locale ΔZ.

Căptălan și Noșlac). Întreaga zonă minimală este flancată cu anomalii pozitive. Anomaliile pozitive sînt situate fie pe axele structurilor anticlinale (cum ar fi anomaliile Hădăreni, Copand — Gura-Arieșului, Ocna-Mureșului, Unirea), fie decalate față de acestea (anomaliile axate paralel și decalate spre vest față de structura Călărași—Noșlac).

Măsurători pentru determinarea gradientului vertical al gravității. Redăm în tabelul nr. 1 rezultatele măsurătorilor gravimetrice efectuate la

Tabelul nr. 1

Măsurători pentru determinarea gradientului vertical al gravității și abaterii sale de la valoarea gradientului normal, în regiunea Lunca-Mureșului — Gura-Arieșului (1960)

Nr. crt.	Localitatea	Cota nivelului de bază față de Marea Neagră m	Δh m	Δg măsurat mgal	$\frac{\partial g}{\partial h}$ mgal/m	Abaterea de la valoarea gradientului normal mgal/m	Anomalia gradientului vertical calculată din harta anomaliei Bougur mgal/m
1	sonda I.S.E.M.	263,62	16,61 30,95	$-4,85 \pm 0,05$ $-9,23 \pm 0,20$	0,2919 0,2982	−0,0167 −0,0104	−0,0062
2	Lunca-Mureșului	262,55	11,38	$-3,40 \pm 0,03$	0,2987	−0,0099	0,0002
3	Hădăreni	276,86	10,12	$-3,06 \pm 0,03$	0,3024	−0,0062	—
4	Luncani	286,67	13,77	$-4,50 \pm 0,06$	0,3267	+0,0181	—
5	Noșlac	295,62	11,85	$-3,51 \pm 0,14$	0,2962	−0,0124	—
6	Gligorești	290,79	8,63	$-2,98 \pm 0,05$	0,3453	—	—
7	Călărași	367,52	10,30	$-3,20 \pm 0,04$	0,3106	+0,0020	—

diferite nivele pe aceeași verticală (în turle de biserici și turla sondei I.S.E.M.), pentru determinarea valorii gradientului vertical al gravității și abaterii sale de la valoarea gradientului normal.

Metodica măsurătorilor a fost cea folosită de noi anterior, la studiul masivului de sare de la Slănic—Prahova (14).

Din datele înscrise în acest tabel, se pot trage următoarele concluzii:

Variațiile cotelor bazelor verticalelor pe care s-au efectuat măsurătorile la nivele diferite și valorile reducerilor de relief fiind mici, influența lor asupra rezultatelor este neglijabilă.

Abaterile de la valoarea gradientului normal (care, pentru latitudinea de 45°, este de 0,3086 mgal/m) sînt cuprinse între limitele —167 E și +181 E, stația Gligorești, care nu a putut fi verificată, fiind abandonată.

Anomaliile gradientului vertical calculate prin metoda V. Baranov (4) pentru stațiile Lunca-Mureșului și sonda I.S.E.M. (calculele pot fi făcute în întregime numai pentru aceste stații — fig. 5) arată că acest procedeu tinde să atenueze abaterile locale ale gradientului vertical măsurate direct cu gravimetrul static.

Abaterile negative ale gradientului vertical sînt situate pe aria minimului gravimetric Lunca-Mureșului — Gura-Arieșului; abaterile pozitive (Luncani și Călărași) se găsesc pe zone gravimetrice maximale.

Apreciem că anomaliile gradientului vertical sînt provocate de contraste de masă superficiale. Măsurătorile la trei nivele pe aceeași verticală, cum este cazul sondei I.S.E.M., demonstrează aceasta; se constată o pozitivare a valorii gradientului vertical pentru intervalul Δh mai mare.

CORELAREA REZULTATELOR GRAVIMETRICE CU REZULTATELE MAGNETICE

Corelarea anomaliilor regionale. Anomaliile regionale, gravimetrică și magnetică, au intensități relative remarcabile: 13,5 mgal și 180 γ. Sensul lor de creștere este sensibil același: anomalia gravimetrică se dezvoltă de la vest spre est (fig. 3), iar anomalia magnetică de la SV spre NE (fig. 11). Redăm în figura 13, *a* profilele anomaliei gravimetrice și anomaliei magnetice, de-a lungul direcției Unirea — Luncani. Paralelismul tendințelor acestor cîmpuri este evident, deși cauzele care le provoacă sînt cu totul deosebite. Anomalia gravimetrică regională este comandată de scufundarea fundamentului Depresiunii Transilvaniei în vorlandul estic al Munților Apuseni (16), în timp ce anomalia magnetică regională este provocată de o masă eruptivă ascunsă, situată în substratul regiunii, la NE de Luncani (fig. 16).

Corelarea anomaliilor locale. Concordanța anomaliilor locale, gravimetrice și magnetice, reiese din asemănarea remarcabilă dintre harta anomaliilor gravimetrice locale (fig. 4) și harta anomaliilor magnetice locale (fig. 12). Această concordanță privește repartiția, forma și ordinul de mărime ale intensităților anomaliilor locale. În general, anomaliile locale gravimetrice și magnetice sînt de același semn.

În figura 13, *b* sînt reproduse profilele anomaliilor locale pe direcţia Unirea—Gura-Arieşului. Curbele înregistrează anomalii asemănătoare, uşor decalate unele faţă de altele. Este uşor de remarcat că anomaliile magnetice sînt mai active.

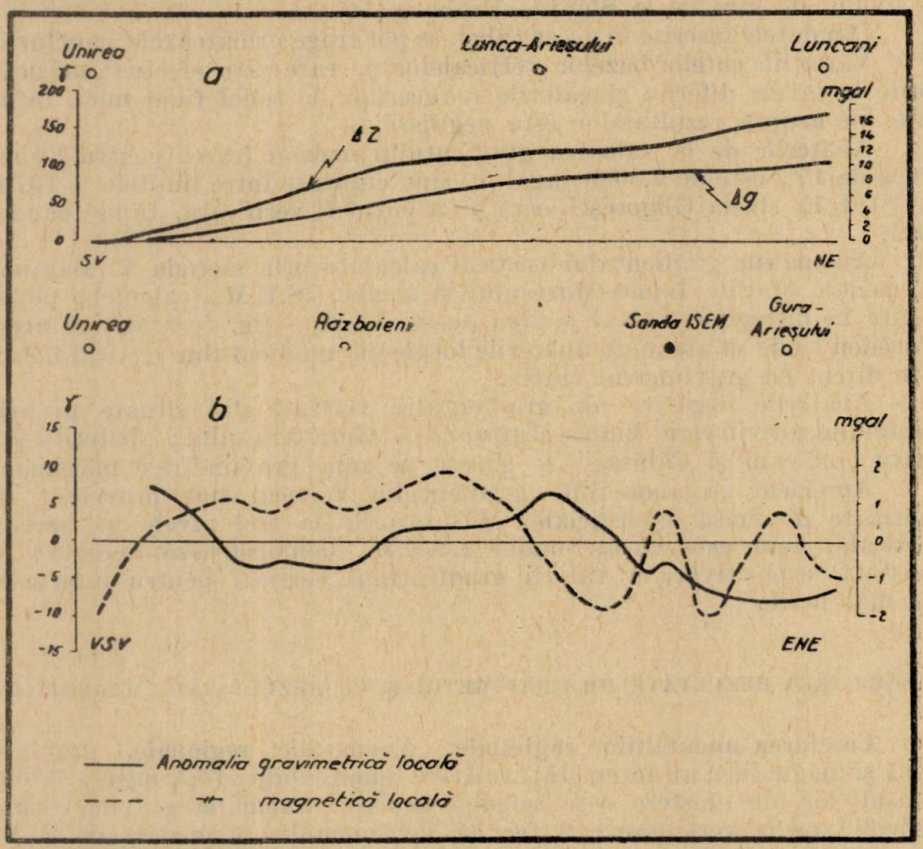


Fig. 13. — Profile de corelare între rezultatele gravimetrice şi rezultatele magnetice: pentru anomaliile Δ_{II} şi ΔZ regionale (*a*) şi pentru anomaliile locale gravimetrice şi magnetice (*b*).

Suprapunerea anomaliilor magnetice locale peste anomaliile gravimetrice locale conduce la ideea că ele sînt produse de cauze comune, aflate în partea superioară a depozitelor sedimentare şi care sînt atît în contrast de intensitate de magnetizare, cît şi în contrast de densitate, respectiv de masă, cu rocile înconjurătoare.

INTERPRETAREA REZULTATELOR GEOFIZICE

Analiza prelucrărilor hărţii anomaliei Bouguer. Prelucrările analitice ale hărţii anomaliei Bouguer pentru reţeaua de detaliu au fost întocmite cu scopul de a pune în evidenţă, cît mai clar posibil, anomaliile

gravimetrice locale. Pentru aceasta, au fost aplicate, în paralel, mai multe metode (metodele H. Haalck și Th. Elkins pentru derivata a doua; L. Peters și L. Constantinescu — R. Botezatu pentru continuarea analitică în semispațiul inferior), pentru a se stabili care dintre acestea dau, în condițiile locale, rezultatele cele mai satisfăcătoare.

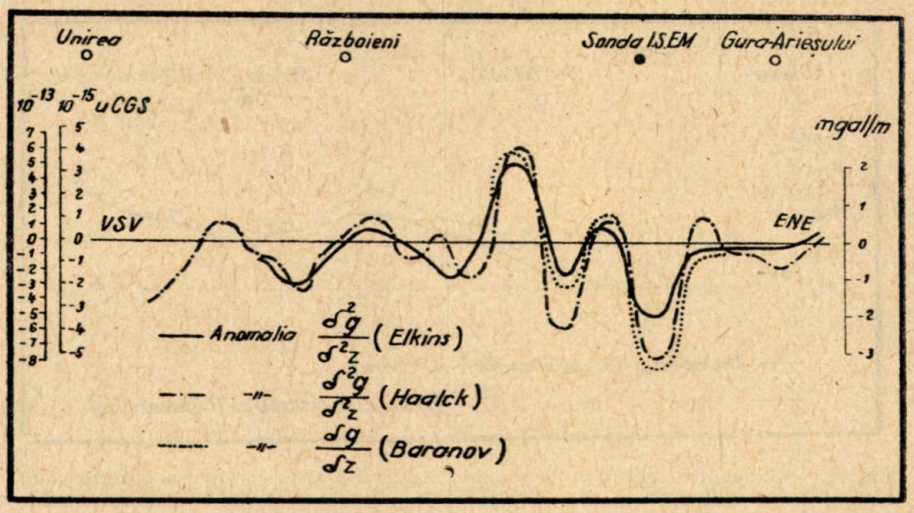


Fig. 14. — Compararea gradului de sensibilitate a diferitelor metode de prelucrări analitice, prin efectul cantității W_{zz} (după V. Baranov) și efectele cantităților W_{zzz} (după H. Haalck și Th. Elkins), calculate pentru o rețea pătratică cu latura $l = 500$ m.

În figura 14 sînt reproduse trei curbe ale variației unor elemente gravimetrice de-a lungul direcției Unirea — Gura-Arieșului, de orientare VSV — ENE. Se poate constata cu ușurință că profilul valorilor derivatei a doua, calculate după metoda H. Haalck, este mai sensibil (accentuează anomaliile locale și dă mai multe detalii) decît profilul corespunzător valorilor calculate după metoda Th. Elkins. Profilul valorilor derivatei întîi (după metoda V. Baranov) dă indicații comparabile cu acelea obținute pentru derivata a doua prin metoda H. Haalck. Din nefericire, metoda Baranov are marele dezavantaj de a reduce considerabil suprafața perimetrului prospectat.

În figura 15 sînt înregistrate, pentru același interval, profilele continuării analitice după metodele L. Peters și L. Constantinescu — R. Botezatu. Este evident faptul că metoda L. Constantinescu — R. Botezatu este mult mai sensibilă. Ea accentuează anomaliile locale și dă detalii pe care metoda L. Peters nici nu le schițează. În plus, suprafața prelucrată rămîne aproape echivalentă cu suprafața prospectată.

Interpretarea geologică a minimului Lunca-Mureșului—Gura-Arieșului. Atît prospecțiunea gravimetrică semiregională, cît și prospecțiunea de detaliu au arătat că axa de simetrie a anomaliei minimale Lunca-Mureșului — Gura-Arieșului este transversală peste anticlinalele Călărași-

Noşlac şi Gura-Arieşului — Copand. Această situaţie constituie primul indiciu asupra neconcordanţei dintre tectonica formaţiunilor de la suprafaţă şi tectonica depozitelor mai adînci [8]. A doua indicaţie o oferă carotajul mecanic al sondei I.S.E.M. Gura-Arieşului [9], care marchează o modificare bruscă a înclinării stratelor la adîncimea de 1 130 m, respectiv

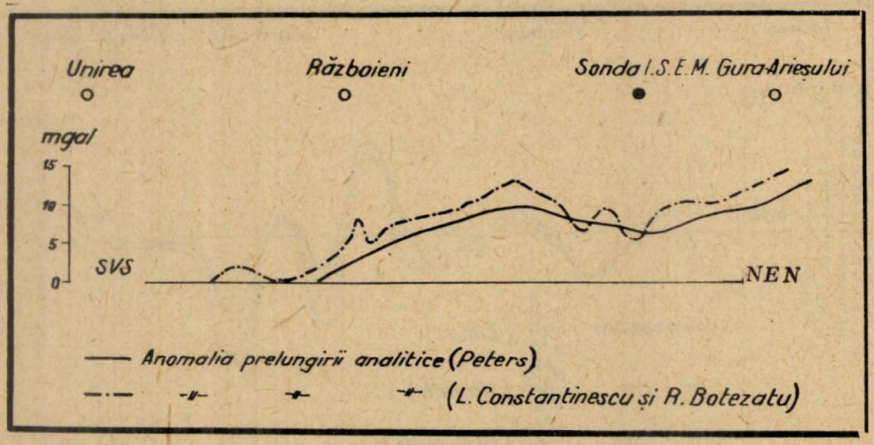


Fig. 15. — Compararea gradului de sensibilitate între efectul continuării analitice după metoda L. Peters (pentru o reţea de pătrate, l = 500 m) şi efectul continuării analitice după metoda L. Constantinescu şi R. Botezatu (pentru o reţea de triunghiuri echilaterale, l = 500 m), calculate pentru adîncimea h = — 500 m.

de la înclinări cuprinse între 15 şi 30° la înclinări de 50—55°. Este vorba deci de stabilirea unei limite între domenii de depozite cu tectonică deosebită. În fine, ridicările magnetice regionale [10] din Transilvania par să stabilească cauzele locale care accentuează raporturile dintre cele două stiluri tectonice suprapuse. În figura 16 este reprodus un fragment din harta anomaliei totale ΔZ, care cuprinde, median, perimetrul prospectat. Această imagine înregistrează trei anomalii magnetice pozitive (Ciuciu — Găbud, la sud de Mureş; Luncani — Grindeni şi Călăraşi — Războieni, la nord) şi un flanc din partea median-vestică a anomaliei regionale din centrul Bazinului Transilvaniei. Între anomaliile pozitive sînt prinse două anomalii magnetice negative : Lunca-Mureşului — Gura-Arieşului şi Gheţani — Luduş.

Anomaliile pozitive Ciuciu — Găbud şi Luncani — Grindeni fac parte dintr-un grup de anomalii situate pe rama de vest a Bazinului Transilvaniei. Aceste anomalii au fost interpretate ca efecte ale unui şir de mase eruptive, care au străpuns mai mult sau mai puţin depozitele sedimentare, de-a lungul unei linii de dislocaţie care a afectat fundamentul pe limita estică a vorlandului Munţilor Apuseni (1). În această

[8] Scarlat Stoenescu, *Op. cit.*
[9] Coloman Voith, *Op. cit.*
[10] Ştefan Airinei, *Op. cit.*

situație, masele eruptive au participat activ la accentuarea discordanțelor tectonice preexistente.

Ținînd seama de aceste elemente, admitem că anomalia minimală gravimetrică-magnetică Lunca-Mureșului — Gura-Arieșului corespunde

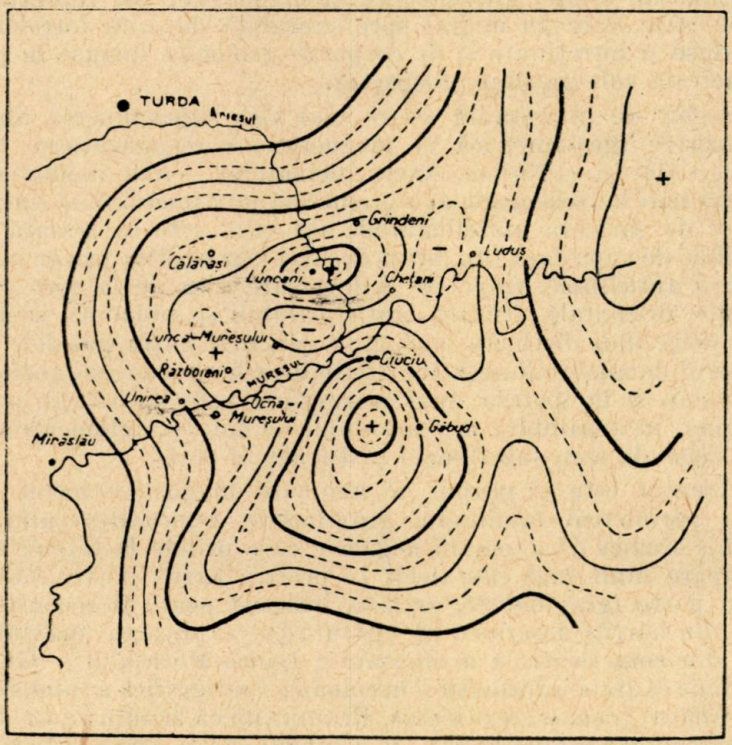


Fig. 16. — Anomalia totală ΔZ a zonei de la confluența văii Mureșului și văii Arieșului, reprezentînd imaginea structurală subiacentă a depozitelor sedimentare de la suprafață.

unui corp perturbant cu dimensiuni mari, situat la adîncime apreciabilă și în contrast important de densitate, respectiv de intensitate de magnetizare, față de rocile mediului ambiant. Este de presupus că acest corp poate reprezenta fie o îngrămădire de sare, cauzată de mișcările tectonice care au afectat mai ales depozitele adînci (punerea în loc a maselor eruptive posterior depunerii sării), fie o lagună veche, tortoniană, în care sarea a fost precipitată și îngrămădită ulterior în cantități mari. În felul acesta poate fi, credem, justificată asimetria minimului gravimetric Lunca-Mureșului — Gura-Arieșului față de axele structurale de la suprafață.

Interpretarea geologică a anomaliilor locale. Harta anomaliei Bouguer de detaliu și mai ales hărțile produse prin prelucrarea materialului primar (separări de cîmpuri, gradientul vertical, derivata a doua și continuarea

analitică) pun în evidenţă, pe aria minimului Lunca-Mureşului — Gura-Arieşului, două anomalii locale separate printr-un sector cu valori mai pozitive. Apar de asemenea, la nord de Lunca-Mureşului şi de-a lungul axului anticlinal Călăraşi — Noşlac, încă două anomalii minimale locale.

Anomaliile locale, gravimetrice şi magnetice, pot reprezenta mase diapire de sare, care au migrat spre suprafaţă datorită forţelor tangenţiale produse şi întreţinute şi de corpurile geologice intruse în porţiunile mai adînci ale substratului prospectat.

Deosebit de interesantă apare mai ales suprapunerea anomaliilor locale pozitive (gravimetrică şi magnetică) corespunzătoare structurii anticlinale Călăraşi — Noşlac. Axele anomaliilor — axa anomaliei magnetice se află mai la vest decît axa anomaliei gravimetrice — sînt decalate către vest de şarniera anticlinalului, aşa cum este ea trasată în urma observaţiilor de suprafaţă (9). Acest decalaj s-ar explica printr-o asimetrie a structurii anticlinale, respectiv o deversare a sa de la vest către est; în proiecţie orizontală fruntea anticlinalului şi rădăcina sa apar de-a lungul a două linii distincte, mai mult sau mai puţin paralele. În legătură cu şirul de anomalii negative aflate de-a lungul axului geologic Călăraşi — Noşlac şi în ipoteza unui orizont de sare stratificat normal, se pot imagina, în ansamblul mecanismului de cutare, aglomerarea şi prinderea maselor de sare sub flancul răsturnat al cutei.

Interesant este şi grupul de anomalii magnetice locale (fig. 12), situat în perimetrul minimului gravimetric Lunca-Mureşului — Gura-Arieşului. Coroana de anomalii negative care prinde la mijloc un sector pozitiv apare mult mai clar decît în oricare hartă gravimetrică, luată fiecare în parte (gravimetric, această imagine poate fi reconstituită cu elemente din hărţile descrise). În legătură cu explicarea maximului gravimetric din zona centrală a minimului Lunca-Mureşului — Gura -Arieşului, trebuie căutate informaţii şi în coloana stratigrafică a sondei I.S.E.M., care a străbătut tocmai acest sector. Reamintim că la adîncimea de 654 m a fost interceptată o falie locală, de-a lungul căreia stratele trec brusc de la înclinări medii de 20° la înclinări de circa 80°, iar materialul prezintă oglinzi de fricţiune, ca urmare a unor compresiuni şi frecări importante. Prezenţa unor corpuri intruse, corespunzătoare anomaliilor regionale gravimetrice [11] şi magnetice [12] din vecinătatea perimetrului prospectat, care poartă răspunderea deranjamentelor importante prinse mai jos de adîncimea de 1 130 m, sugerează un cîmp de forţe tangenţiale, care converg în sectorul Lunca-Mureşului — Gura-Arieşului şi care au produs atît îngrămădirea şi diapirismul sării, cît şi compactizarea sedimentelor sectorului central. Această compactizare, adăugată la prezenţa unei falii, este suficientă pentru crearea unui contrast de densitate care să justifice prezenţa anomaliei gravimetrice maximale locale, iar înconjurarea ei cu mase de sare, ce sînt apropiate de suprafaţa solului la adîncimi variabile, oferă contrastul de intensitate de magnetizare care să explice valorile magnetice pozitive din sectorul central.

---

[11] Scarlat Stoenescu, *Op. cit.*
[12] Ştefan Airinei, *Op. cit.*

Estimarea adîncimilor. S-au calculat adîncimile surselor perturbante a opt anomalii gravimetrice minimale, prin metoda H. Haalck (8). Aceste anomalii sînt numerotate în harta derivatei a doua (fig. 6), cu cifrele 1—8. Valorile L (valoarea medie a maximului anomaliei derivatei a doua) și a (distanța apexului anomaliei la linia de zero) au fost apreciate pe hărți la scara 1 : 25 000. Calculele s-au efectuat pentru contrastele de densitate 0,1 — 0,5 g/cm³ și pentru două adîncimi (t_1 și t_2) considerate ca limite în interiorul cărora ar trebui să se afle suprafața superioară a sursei perturbante. Dăm în tabelul nr. 2 aceste rezultate.

Tabelul nr. 2

Estimarea adîncimilor surselor perturbante ale minimelor gravimetrice din regiunea Lunca-Mureșului — Gura-Arieșului, prin metoda H. Haalck

Anomalia	L (10^{-13})	a (m)	Adîncimi pentru valorile contrastelor de densitate :									
			0,1		0,2		0,3		0,4		0,5	
			t_1	t_2	t_1	t_2	t_1	t_2	t_1	t_2	t_1	t_2
1	—4,35	525	247	147	520	352	635	436	693	483	735	515
2	—3,50	480	350	226	557	389	638	446	682	475	706	494
3	—5,40	450	194	113	432	288	536	365	585	405	621	428
4	—5,80	440	167	97	409	273	506	348	563	387	598	414
5	—5,60	460	170	101	423	281	529	363	589	405	626	432
6	—3,45	310	319	217	415	288	456	319	471	329	480	338
7	—2,65	200	270	188	304	212	316	222	322	226	324	228
8	—4,20	320	285	192	387	266	448	314	458	330	486	339

Contrastele de densitate cele mai probabile par să fie cuprinse în intervalul 0,1—0,3 g/cm³. De altfel, variația crescătoare a adîncimilor corespunzătoare intervalului 0,3—0,5 g/cm³ față de intervalul 0,1—0,3 g/cm³ este de ordinul 10—25%. Adîncimile calculate pentru contrastele 0,1 și 0,2 g/cm³ corespund ordinului de mărime al dimensiunilor anomaliilor măsurate sau puse în evidență prin prelucrări analitice.

CONCLUZII

Prospecțiunile gravimetrice-magnetometrice din regiunea Lunca-Mureșului — Gura-Arieșului și prelucrările analitice ale materialului primar au pus în evidență următoarele :

Cîmpuri regionale intense, cu aceleași sensuri de evoluție, dar cauzate de factori perturbatori deosebiți.

Anomalii gravimetrice și magnetice locale, corelabile, corespunzătoare structurilor geologice de suprafață.

O anomalie minimală gravimetrică-magnetică majoră, situată între Lunca-Mureșului și Gura-Arieșului, a cărei axă de simetrie este transversală structurilor geologice de suprafață, efect al unui corp perturbant de volum mare, care s-a produs și a evoluat sub influența mișcărilor tectonice adînci.

Anomalii gravimetrice-magnetice locale, situate pe minimul major Lunca-Mureşului — Gura-Arieşului sau de-a lungul axei anticlinale Călăraşi — Noşlac, generate, foarte probabil, de mase diapire de sare.

Deversarea de la vest spre est a cutei anticlinale Călăraşi — Noşlac, de amplitudine echivalentă cu decalajul dintre axa structurală şi axele geofizice corespunzătoare anomaliilor gravimetrică şi magnetică locale.

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei Ştefan, *Ridicări magnetice regionale în Transilvania (Munţii Perşani şi regiunea Sibiu — Blaj — Hunedoara — Haţeg)*, Dări de seamă Com. geol., 1959, **XLII** (1954—1955), 135—148.
2. — *Asupra anomaliei magnetice regionale din centrul bazinului Transilvaniei*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de geologie-geografie, 1957, **2**, *2*, 209—235.
3. Atanasiu Gh. S., Neşteanu T. şi Zugrăvescu D., *Cercetări de magnetism terestru în regiunea Cluj, în anii 1953—1954 (Valea Mureşului, Valea Arieşului, Valea Someşului)*, St. şi cerc. fiz., 1955, **6**, *2*, 159—170.
4. Baranov V., *Calcul du gradient vertical du champ de gravité ou du champ magnétique mesuré à la surface du sol*, Geophysical Prospecting, 1953, **1**, *3*.
5. Constantinescu Liviu şi Botezatu Radu, *Contribuţii la interpretarea anomaliilor câmpurilor potenţiale. I. Continuarea analitică în semispaţiul inferior*, Probl. geofiz., 1960, *1*.
6. Elkins A. Th., *The second derivative method of gravity interpretation*, Geophysics, 1949, **16**, *1*.
7. Haalck H., *Die Berechnung von W aus Gravimetermessungen und ihre Bedeutung für angewandte Geophysik*, Geophysik Sonderdr., Sonderb. Braunschweig, 1953.
8. — *Die vollständige Bestimmung örtlicher gravimetrischer Störungsfelder aus Drehwaagenmessungen mit Berechnungsbeispiel (Messtischblatt Weddingstedt i. Holstein)*, Veröffentl. Geodät. Inst. Potsdam, Deutsche Akad. Wissensch., 1950, *4*.
9. Ilie Mircea, *Bassin de Transylvanie. Recherches géologiques dans la région Cluj — Cojocna — Turda — Ocna Mureşului — Aiud*, Ann. Com. Géol., 1958, **XXIV — XXV**, 177—196.
10. — *Podişul Transilvaniei*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti, 1959.
11. Peters Leo, *The direct approach to magnetic interpretation and its practical application*, Geophysics, 1949, **14**, 3.
12. Scheffer V., *Az Erdélyi ösmasszivum problémája (Das Problem des Transsylvanischen Urmassivs)*, Geofiz. közl., 1959, **4**, *1*, 113—126.
13. Socolescu M. şi Esca A., *Comunicare preliminară asupra prospecţiunii gravimetrice în regiunea salinei de la Ocna Mureşului*, Dări de seamă Com. geol., 1952, **XXXVI** (1948—1949), 23—32.
14. Stoenescu Scarlat şi Airinei Ştefan, *Studii geofizice asupra zăcământului de sare de la Slănic-Prahova*, St. şi cerc. geol., 1959, **4**, *1*, 113—126.
15. Vancea Alex., *Neogenul din bazinul Transilvaniei*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1960.
16. * * * *Harta anomaliei gravimetrice Bouguer în Republica Populară Romînă, scara 1 :1 500 000* Com. geol., 1956.

Comitetul geologic.

Primită în redacţie la 10 martie 1964.

LINIA TECTONICĂ CAPIDAVA – OVIDIU ÎN PROFILAREA GEOELECTRICĂ PRIN METODA REZISTIVITĂȚILOR *

DE

VASILE VÎJDEA, ELEONORA VÎJDEA şi DOREL ZUGRĂVESCU

55(05)

Au fost executate măsurători geoelectrice pe trei profile, orientate aproximativ NE – SV (perpendiculare pe direcţia presupusă a faliei), în zona faliei Capidava – Ovidiu, care separă Dobrogea centrală de cea sudică. Poziţia în suprafaţă a faliei este marcată, cu suficientă precizie, pe toate aceste profile prin punctul de inflexiune a curbelor ρ_a. Din analiza curbelor rezultă că efectul faliei este cu atît mai pregnant, cu cît contrastul de rezistivitate între cele două medii în contact direct este mai mare.

Prin posibilitatea de a soluţiona diferite probleme de geologie, hidrogeologie şi geologie inginerească, probleme legate de obiective economice, prospecţiunea electrică se impune în ultimul timp din ce în ce mai mult atenţiei prospectorilor.

Pentru constituţia geologică complicată a ţării noastre, una dintre problemele importante, la a cărei rezolvare prospecţiunea electrică este solicitată să concure alături de celelalte metode de prospecţiune geofizică, o constituie detectarea accidentelor tectonice de tipul faliilor, care afectează depozite uneori complet acoperite.

În cele ce urmează, autorii îşi propun să prezinte un exemplu de aplicare cu succes a unei metode clasice de prospecţiune electrică — metoda profilării electrice — în rezolvarea problemelor de acest gen, anume acela al detectării faliei Capidava — Ovidiu.

---

* Lucrare publicată şi în „Revue roumaine de géologie, géophysique et de géographie — Série de géologie", 1965, **9**, *1* (în limba franceză).

St. şi cerc. geol. geofiz. şi geogr. Seria geologie t. 9 nr. 2 p. 503 – 512 Bucureşti 1964

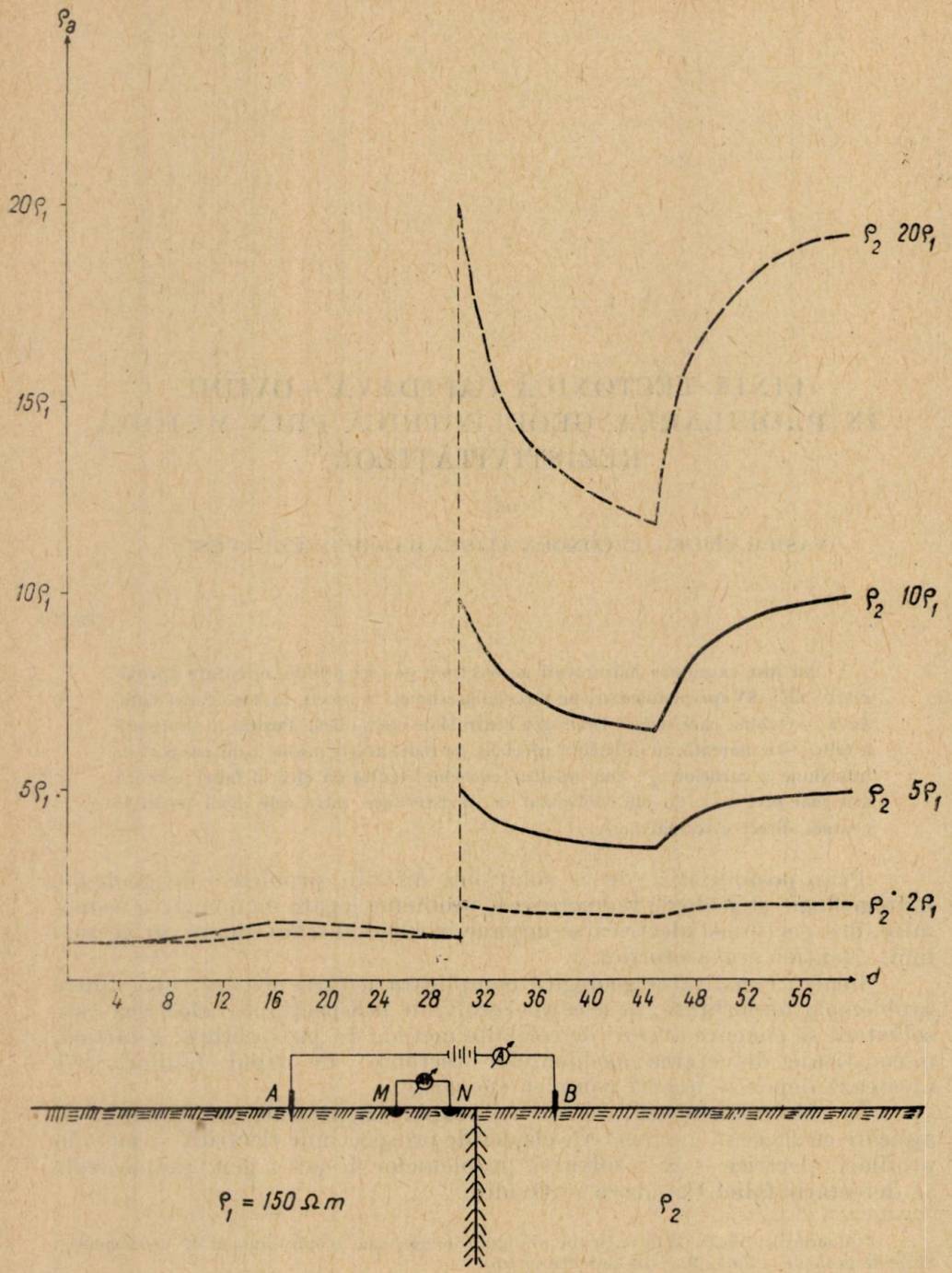


Fig. 1. — Curbe teoretice pentru un contact plan vertical între două medii de rezistivităţi ρ_1, ρ_2.

Alegerea faliei Capidava — Ovidiu a fost determinată de importanța majoră a acestei linii de dislocație rupturală (6), care separă Dobrogea centrală de cea sudică — compartimente cu caracteristice geologice și geofizice perfect distincte —, dar care nu poate fi urmărită geologic din cauza depozitelor cuaternare și cretacice care o acoperă în cea mai mare parte.

Pentru confirmarea interpretării, datele măsurătorilor de teren au fost comparate cu rezultatele obținute prin calcule teoretice pe modele reduse.

Relațiile teoretice dintre rezistivitatea aparentă (ρ_a), parametrii geometrici ai dispozitivelor de măsură ($L = AB/2$ $l = MN/2$) și rezistivitățile ρ_1 și ρ_2 ale celor două medii care vin în contact direct de-a lungul planului vertical al faliei au fost stabilite prin metoda imaginilor electrice, urmînd procedeele obișnuite de calcul (7).

În figura 1 sînt prezentate curbele teoretice construite pentru diferite rapoarte ale rezistivităților celor două medii ($\rho_2/\rho_1 = 2\,;\ 5\,;\ 10\,;\ 20$).

Din analiza curbelor rezultă că metoda profilării electrice permite, în cazul unor contraste pronunțate de rezistivitate, localizarea în suprafață a faliei cu suficientă precizie. Cu cît acest contrast este mai mic, cu atît posibilitatea de reperare a acesteia scade.

Pe curbele de variație a rezistivității aparente, prezența faliei este marcată de creșterea bruscă a valorii rezistivității de la ρ_1 la ρ_2, punctele unghiulare corespunzînd la trecerea fiecărui electrod peste contact.

În natură, situațiile geologice se complică în general, în comparație cu modelul teoretic prezentat, prin apariția unor contacte înclinate. Atît contactele verticale, cît și cele înclinate pot fi la rîndul lor mascate adesea de depozite cu grosimi și rezistivități diferite. În astfel de cazuri, salturile pe curbele de rezistivitate aparentă se atenuează, în funcție de parametrii stratului acoperitor și de înclinarea contactului, putînd merge pînă la dispariția lor completă. În literatura de specialitate (2) sînt prezentate numeroase asemenea modele teoretice.

★

Cercetările de teren au fost întreprinse în regiunea Dobrogea în anii 1957 (8) și 1960 [1], paralel cu prospecțiunile electrice executate de către autori în această regiune, în scopul elucidării unor probleme economice. Au fost măsurate cu această ocazie trei profile, orientate aproximativ NE—SV (perpendiculare pe direcția faliei Capidava — Ovidiu), numerotate de la I la III (fig. 2). Pentru fixarea poziției profilelor și direcției lor, s-au folosit rezultatele prospecțiunii gravimetrice obținute de R. Botezatu și Tr. Băcioiu (3).

Menționăm că indicații geologice în legătură cu prezența acestei falii în sectorul Ovidiu au fost semnalate încă din 1949 de grupul de

[1] V. Vîjdea, *Prospecțiuni geoelectrice pentru probleme de carst în regiunea Palazu-Mare*, Arh. Com. geol., 1960.

geologi sovietici condus de N. N. Maslov și confirmate ulterior de lucrarea lui R. Ciocîrdel și D. Patrulius (5). Lucrările gravimetrice citate anterior, ca și cele magnetice efectuate de Șt. Airinei (1), au pus în evidență extinderea faliei spre NV.

Cercetările geologice amănunțite executate în această zonă de M. Chiriac[2] au stabilit caracterul de încălecare pe care falia Capidava —

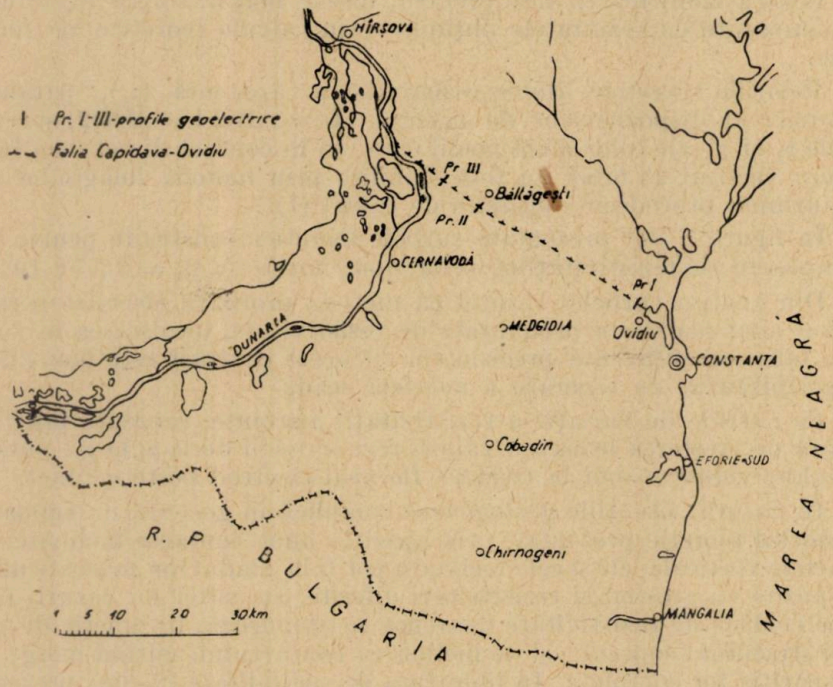


Fig. 2. — Schița Dobrogii de sud cu amplasarea profilelor geoelectrice.

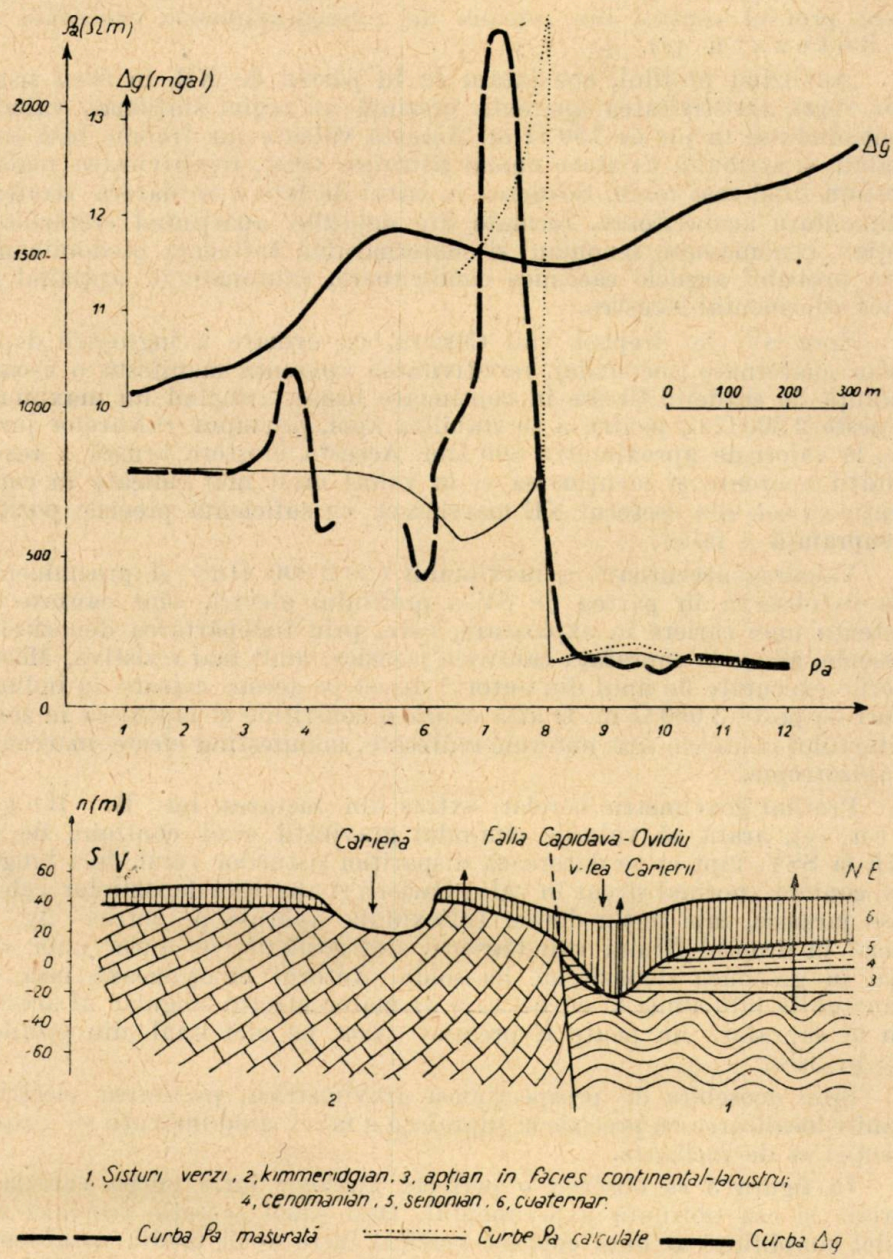
Ovidiu îl are în anumite sectoare, stratele jurasic superioare (kimmeridgiene) fiind puternic redresate, iar uneori răsturnate. După acest autor, vîrsta faliei este în orice caz anteapțiană, depozitele apțiene neafectate de falie acoperind transgresiv ambele compartimente.

Rezultatele prospecțiunii electrice sînt prezentate în grafice.

Profilul I (fig. 3), avînd o lungime de circa 1 km, este orientat perpendicular pe valea Carierii, fiind situat la 1,5 km NV de lacul Siutghiol. La alegerea orientării s-a ținut seama de faptul că în această zonă falia este paralelă cu firul văii.

Măsurătorile au fost executate cu un dispozitiv cvadripolar simetric, cu lungimea liniei de emisie AB = 300 m, lungimea liniei de recepție MN = 40 m și pasul pe profil d = 20 m.

[2] M. Chiriac, *Raport asupra prospecțiunilor pentru fier în perimetrul Topalu — Mamaia-Sat — Constanța — Dunărea, reg. Dobrogea*, Arh. Com. geol., 1960.



1, Şisturi verzi, 2, kimmeridgian, 3, aptian in facies continental-lacustru; 4, cenomanian, 5, senonian, 6, cuaternar.

Curba ρa măsurată — Curba ρa calculate — Curba Δg

Fig. 3. — Profil geoelectric transversal la valea Carierii, indicînd variaţia rezistivităţii aparente (profilul gravimetric după R. B o t e z a t u; profilul geologic după M. C h i r i a c).

În vederea comparării rezultatelor, profilul electric a fost suprapus peste profilul central din reţeaua de microgravimetrie executată de R. Botezatu (4).

Analizînd profilul, constatăm că în partea de NE, în zona şisturilor verzi, rezistivitatea aparentă prezintă un regim staţionar, valorile menţinîndu-se în jur de 150 Ω m. Această valoare nu trebuie însă confundată şi atribuită ca atare numai şisturilor verzi, rezistivitatea reală a acestora fiind mai mare. Scăderea în cazul de faţă s-ar datora stratelor sedimentare acoperitoare, formate din depozite aparţinînd cretacicului (apţian, cenomanian, senonian) şi cuaternarului. Influenţa predominantă o au probabil argilele caolinice conductoare, cantonate în apţianul de facies continental-lacustru.

Spre SV, în dreptul văii Carierii, ca urmare a îngroşării depozitelor cuaternare (loessoide), rezistivitatea aparentă manifestă o uşoară tendinţă de scădere. Creşte în continuare brusc, atingînd un maximum de peste 2 300 Ωm, pentru a se stabiliza apoi, deasupra calcarelor jurasice, la valori de aproximativ 800 Ωm. Această creştere bruscă a rezistivităţii aparente şi menţinerea ei la valori mult mai ridicate în comparaţie cu cele din sectorul NE marchează cu suficientă precizie poziţia în suprafaţă a faliei.

Valoarea accentuată a maximului ($> 2\,000$ Ωm) şi proeminenţa care se observă în partea de SV a profilului electric sînt cauzate de existenţa unei cariere în exploatare, care, prin îndepărtarea depozitelor loessoide, aduce la suprafaţă calcarele jurasice, mult mai rezistive. Măsurătorile executate de unul din autori [3] direct pe aceste calcare au indicat valori de peste 3 000 Ω m. O altă cauză o constituie şi faptul că în zona contactului calcarele sînt puternic redresate, manifestînd efecte marcante de anizotropie.

Profilul gravimetric corelat, extras din lucrarea lui R. Botezatu (4), arată că valorile cîmpului gravităţii scad continuu de la NNE la SSV, fapt ce se datorează dispariţiei şisturilor verzi de-a lungul unui contact anormal situat în valea Carierii şi apariţiei depozitelor calcaroase jurasice, mai puţin dense. Inflexiunile apărute pe curba Δg, în special în dreptul firului văii Carierii, sînt atribuite de autor unor variaţii în grosimea depozitelor loessoide. Autorul menţionează însă că „punctul de inflexiune al curbei care ar marca efectul singular al acestei falii la suprafaţă nu poate fi precizat exact pe nici unul din profile" ((4), p. 248).

Spre deosebire de prospecţiunea gravimetrică, profilarea electrică permite localizarea cu precizie la suprafaţă a faliei, dînd indicaţii şi asupra direcţiei ei de înclinare.

În figura 3 se observă o perfectă analogie între curba calculată teoretic şi cea obţinută experimental. Deşi cazul teoretic tratează un model simplificat al unui contact vertical între două medii, în absenţa stratului acoperitor, datorită contrastului pronunţat de rezistivitate

[3] V. Vîjdea, *Op. cit.*

($\rho_1 \simeq 150\ \Omega m$, $\rho_2 \simeq 800\ \Omega m$) prezența acestui strat, de grosime și rezistivitate mică, nu afectează în mod deosebit alura curbei.

Profilul II (fig. 4), executat la sud de Bălțăgești, în lungul văii Boasgicului, orientat NE—SV, are o lungime de 350 m.

Măsurătorile geoelectrice au fost făcute prin metoda profilării electrice pentru trei adîncimi de investigație, utilizînd dispozitive de măsură simetrice (AB = 150; 300; 450 m, MN = 20 m, d = 10 m).

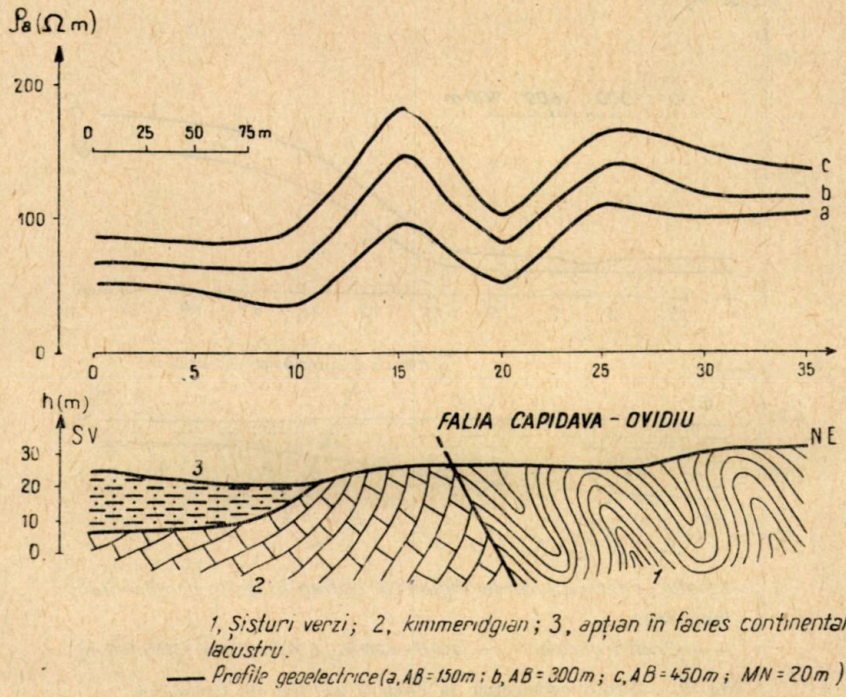


Fig. 4. — Profil geoelectric în lungul văii Boasgicului, la sud de Bălțăgești (secțiunea geologică după M. Chiriac).

Valorile rezistivității aparente obținute deasupra șisturilor verzi, pentru dispozitivul de emisie AB = 450 m, sînt comparabile cu cele găsite pe profilul I din sectorul Ovidiu, fapt care denotă remarcabila continuitate de facies a acestei formațiuni. Pentru dispozitivele cu lungimi ale liniei de emisie mai mici (AB = 150; 300 m), valorile rezistivității aparente scad din cauza alterării superficiale și a îmbibării cu apă a șisturilor, de unde rezultă necesitatea de a executa aceste măsurători cu ajutorul unor dispozitive optime de măsură, alese prin încercări succesive.

Falia Capidava — Ovidiu este pusă în evidență de creșterea spre SV a rezistivității aparente (în jur de 180 Ω m), determinată de contactul dintre șisturile verzi și calcarele kimmeridgiene. După cum se vede din profilul geologic, calcarele kimmeridgiene apar la zi pe o distanță

de circa 70 m imediat la SV de falie, fiind acoperite în rest de complexul apţian în facies continental-lacustru, format în special din argile caolinice bune conducătoare electric. Din această cauză, rezistivitatea scade spre SV, ajungînd la un palier de aproximativ 90 Ω m.

Menţionăm că valorile de rezistivitate aparentă ale calcarelor jurasice (kimmeridgiene), mult mai scăzute în acest sector decît pe valea

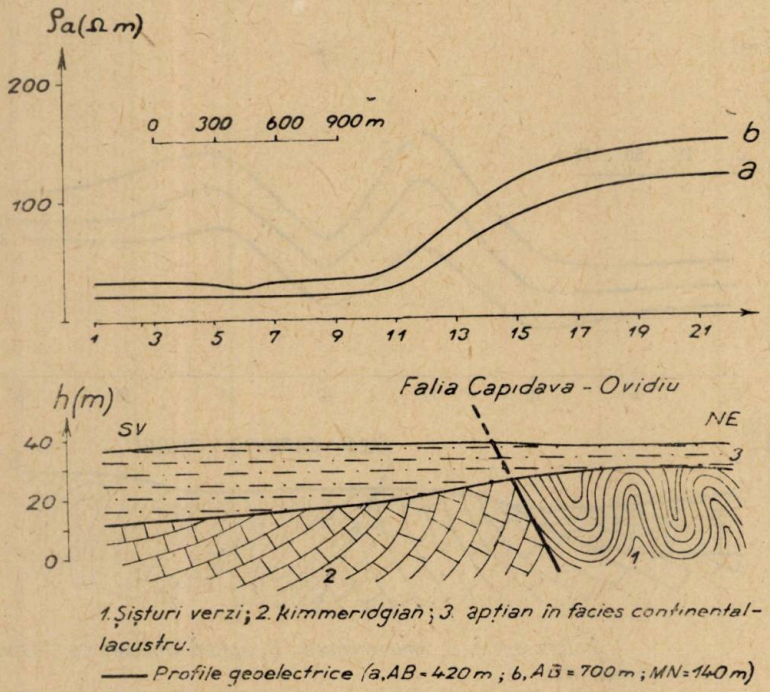


Fig. 5. — Profil geoelectric la circa 5 km SE de Capidava.

Carierii (fig. 3, profilul I), sînt datorate pe de o parte vecinătăţii imediate a apei ce curge pe valea Boasgicului (valea Carierii fiind seacă), pe de altă parte schimbării modului de prezentare a calcarelor jurasice, compacte în sectorul Ovidiu şi puternic fisurate pe valea Boasgicului.

Din analiza şi comparaţia curbei măsurate cu curbele teoretice rezultă că efectul unei falii apare cu atît mai evident, cu cît contrastul de rezistivitate este mai pregnant. În cazul de faţă, cu toate că contrastul de rezistivitate este mic, totuşi efectul faliei se manifestă suficient de clar.

Profilul III (fig. 5), situat la circa 5 km SE de Capidava, este orientat de asemenea NE—SV, avînd o lungime de 4,2 km.

Măsurătorile au fost executate ca şi în cazurile precedente prin metoda profilării electrice simetrice, folosind două dispozitive de măsură (AB = 420; 700 m, MN = d = 140 m).

Curbele de teren obținute cu cele două dispozitive de măsură prezintă o asemănare evidentă cu aspectul curbelor teoretice calculate pentru un contact înclinat, în prezența stratului acoperitor (2).

Rezistivitatea aparentă deasupra șisturilor verzi își păstrează și în această regiune valoarea de aproximativ 150 Ωm, fapt ce confirmă o dată în plus continuitatea de facies a acestei formațiuni. Efectul faliei se manifestă de data aceasta printr-o pronunțată scădere a rezistivității, ajungîndu-se spre SV la valori constante de 35 Ωm. Valorile mici ale rezistivității aparente s-ar datora atît prezenței apțianului în facies continental-lacustru, cît mai ales existenței în subsolul regiunii a unor calcare jurasice puternic fisurate și cu numeroase intercalații de argile. Presupunem aceasta deoarece calcare jurasice cu un astfel de facies pot fi întîlnite lîngă Topalu, unde măsurătorile executate (8) au înregistrat valori ale rezistivității aparente în jur de 20 Ωm.

CONCLUZII

Lucrările experimentale executate au arătat că prospecțiunea geoelectrică prin metoda profilării electrice poate rezolva cu succes problema cartării faliilor, cînd contrastul de rezistivitate între cele două medii în contact direct este suficient de pronunțat.

Din comparația cu profilul gravimetric rezultă totodată că în anumite cazuri metodele geoelectrice au posibilitatea de a localiza cu mai multă precizie poziția în plan a faliei.

Metoda profilării electrice furnizează de asemenea indicații prețioase în legătură cu direcția de înclinare a faliei și cu variația de facies a formațiunilor care intră în alcătuirea geologică a regiunii de prospectat.

La executarea pe teren a măsurătorilor, se recomandă alegerea unor dispozitive optime de măsură, obținute prin încercări succesive.

Coroborarea cu alte metode geoelectrice și geofizice, la baza cărora să stea parametri fizici diferiți, duce la o interpretare mai exactă a anomaliilor observate.

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei Șt., *Cercetări magnetice regionale în Dobrogea, Moldova de sud și estul Cîmpiei Române*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secțiunea de științe biologice, agronomice, geologice și geografice, 1955, **VII**, *1*.
2. Блох И. М., *Электропрофилирование методом сопротивлений*, Госгеолтехиздат, Москва, 1962.
3. Botezatu R. și Băcioiu Tr., *Anomalia gravității în Dobrogea centrală*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie-geografie, 1957, **II**, *2*.
4. Botezatu R., *Cercetări gravimetrice de-a lungul văii Carierii — regiunea Dobrogea*, Dări de seamă Com. geol., 1959, **XLII**.
5. Ciocîrdel R. și Patrulius D., *Contribuțiuni la cunoașterea geologiei regiunii Canara-Năvodari*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie-geografie, biologie, științe tehnice și agricole, 1950, **II**, *2*.

6. Ianovici V., Giuşcă D., Mutihac V., Mirăuţă O. şi Chiriac M., *Privire generală asupra geologiei Dobrogei, Ghidul Excursiilor. D, Dobrogea,* Congresul al V-lea al Asociaţiei geologice Carpato-Balcanice, Bucureşti, 1961.
7. Lasfargues Pierre, *Prospection électrique par courants continus,* Masson & Cie., Paris, 1957.
8. Lecca O., Schally V., Nabighian M. şi Zugrăvescu D., *Aplicarea metodelor electrometrice în cercetarea rezervelor de materiale de construcţii,* Rev. construcţ. şi a mat. de constr., 1958, X, *1*.

Institutul geologic al Comitetului geologic.

Primită în redacţie la 19 iunie 1964.

NATURA IVIRILOR DE ŞISTURI CRISTALINE DIN REGIUNEA ZAMURA—PRISLOP *

DE

ACADEMICIAN G. MURGEANU, M. ŞTEFĂNESCU, E. AVRAM, V. MATEI, M. ZAMFIRESCU şi C. BUTNĂREANU

În nota de faţă autorii prezintă rezultatele preliminare ale cercetărilor efectuate în regiunea dintre valea Doftanei şi valea Prahovei.

În afara ivirii de cristalin cunoscute din valea Zamurei, autorii au mai descoperit încă trei (una între valea Mărului — Valea Seacă şi două pe clinele muntelui Prislopu Mare), interpretîndu-le pe toate ca fiind „klippe sedimentare".

Orizontul calcaros şi cel grezos din stratele de Sinaia sînt echivalente cu două din orizonturile separate de geologii polonezi în stratele de Cieszyn, respectiv cu calcarele de Cieszyn şi cu şisturile de Cieszyn superioare.

În nota de faţă prezentăm sumar rezultatele obţinute, privind regiunea cercetată, insistînd mai ales asupra poziţiei şisturilor cristaline existente în anticlinoriul Zamurei.

Teritoriul cartat de noi nu a făcut pînă acum obiectul unui alt studiu amănunţit. Cercetările anterioare s-au oprit în versantul estic al văii Prahovei şi în cel vestic al bazinului văii Doftanei. Spre interiorul zonei cartate de noi nu s-au făcut decît incursiuni cu caracter de recunoaştere din cele două văi importante care o mărginesc la vest şi est.

Lucrările care analizează stratele de Sinaia se datoresc lui V. Popovici-Haţeg (9), L. Mrazec, I. Popescu-Voiteşti şi G. Macovei (3), G. Murgeanu (5), G. Murgeanu şi N. Gherasi (4), G. Murgeanu şi D. Patrulius (6), G. Murgeanu, D. Patrulius şi L. Contescu (7), G. Murgeanu, D. Patrulius, L. Contescu şi D. Jipa (8).

Stratele de Sinaia reprezintă termenul stratigrafic cel mai vechi al flişului cretacic de la curbura Carpaţilor, fiind denumite astfel

* Lucrare publicată şi în „Revue roumaine de géologie, géophysique et de géographie — Série de géologie", 1965, **9**, *1* (în limba franceză).

St. şi cerc. geol. geofiz. şi geogr. Seria geologie t. 9 nr. 2 p. 513—518 Bucureşti 1964

în 1907 de către W. Teysseire, după ce fuseseră descrise în 1898 de V. Popovici-Hațeg (9).

Ele pot fi subdivizate în funcție de alcătuirea litologică în trei orizonturi, astfel: orizontul calcaros (inferior), orizontul grezos (mediu) și orizontul cu *Lamellaptychus angulocostatus* (superior) (6).

a) Orizontul calcaros se dezvoltă pe Valea Azuga, valea Ceaușoaia, valea Unghia Mare, valea Unghia Mică, valea Roșie, muntele Paltinul, precum și în regiunea din cursul superior al văilor Fetii și Dutca.

Acest orizont este format din calcare grezoase cenușii, groase de circa 1 m, marno-calcare albe, uneori cu accidente silicioase, ce ating,

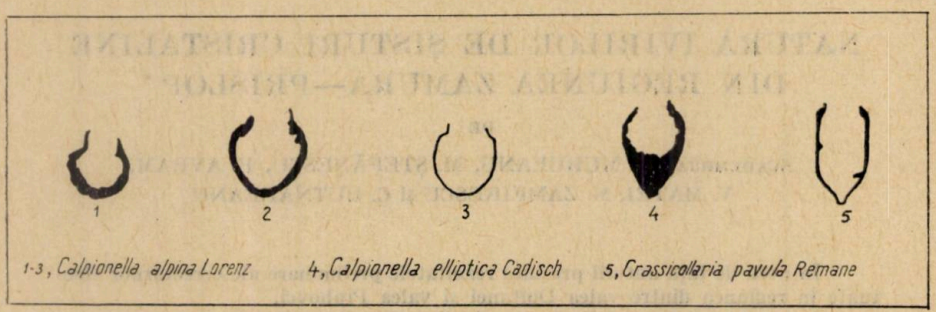


Fig. 1. — Microfauna din stratele de Sinaia.

ca și calcarele grezoase, grosimi pînă la 1 m, pelite calcaroase, șistoase, cenușii-verzui, în bază cu gresii cenușii, cu textură diagonală, dar a căror grosime în general nu depășește 10 cm.

Într-un banc de marno-calcar șistos, avînd o culoare cafenie-deschis, am găsit cîteva exemplare de belemniți, care nu pot fi însă determinați. Studiul microscopic al calcarelor grezoase din acest orizont a scos la iveală existența a numeroase exemplare de *Calpionella alpina* Lorenz. În număr mult mai restrîns au fost întîlnite exemplare de *Calpionella elliptica* Cadisch, iar destul de rar *Crassicollaria pavula* Remane și *Tintinopsella carpatica* (Murg. et Filip.) Colom (fig. 1). Această asociație indică existența cel puțin a berriasianului în baza stratelor de Sinaia.

b) Orizontul grezos este foarte răspîndit, el ocupînd cea mai mare parte a suprafeței dintre valea Prahovei și valea Doftanei.

Trecerea de la orizontul calcaros la cel grezos se face prin intermediul unui fliș cu ritm des, format din pelite cenușii, slab micacee și gresii cenușii, subțiri (în jur de 5 cm), cu textură diagonală, avînd urme fine de mecanoglife și bioglife pe fața inferioară.

Peste acest nivel urmează masa principală a orizontului grezos, formată din gresii calcaroase micacee, în general cu o textură paralelă, avînd numeroase diaclaze umplute cu calcit, pelite cenușii-negre, micacee și marno-calcare albe. Spre partea mijlocie a orizontului, gresiile ating grosimi de circa 2 m. În orizontul grezos se mai găsesc și brecii cu elemente de micașisturi, prinse într-un ciment calcaros, cenușiu-deschis, care le dau un aspect diferit de cel al breciilor din orizontul superior.

Pe suprafețele ocupate de orizontul grezos am întîlnit și iviri de șisturi satinate roșii-violacee și verzi, în unele cazuri asociate cu diabaze.

În bazinul văii Doftanei (versantul ei drept) rocilor enumerate li se mai asociază și jespuri cu radiolari. Acest complex este cunoscut din literatura geologică sub numele de „strate de Azuga".

În 1956, G. Murgeanu și D. Patrulius (6) demonstrează că „stratele de Azuga" nu constituie un orizont și încă mai puțin un nivel inferior al stratelor de Sinaia. Aceste constatări au fost confirmate de lucrările noastre din vara anului 1963, în timpul cărora am putut observa că stratele de Azuga de la S de orașul Azuga sînt amplasate la baza orizontului grezos, aproape de limita cu orizontul calcaros, iar cele din Piciorul lui Tîrcă și valea Richitei sînt asociate cu gresiile groase din partea mediană a orizontului grezos. Menționăm că, pînă la această dată, nu am întîlnit nici o ivire de strate de Azuga pe suprafețele ocupate de orizontul calcaros, ci ele apar numai între depozitele orizontului grezos : în valea Azuga, Valea Prahovei la nord de Bușteni și la sud de gara Valea Largă, pe valea lui Cazacu și în regiunea Piciorul lui Tîrcă — valea Richitei.

În regiunea muntelui Zamura este cunoscută încă din anul 1932 o ivire de cristalin de tip „Leaota" (4), care era considerată ca o apariție a fundamentului stratelor de Sinaia.

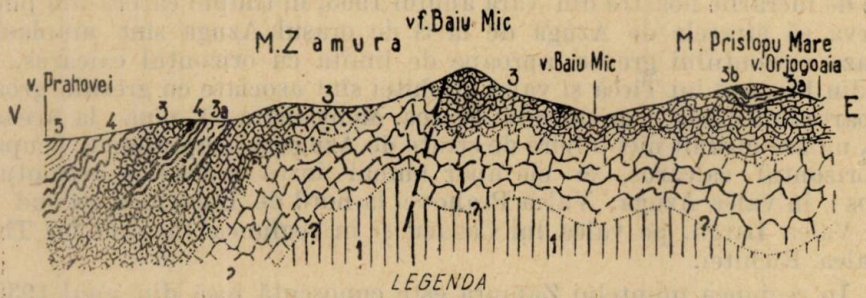
Cercetările din anul acesta au pus în evidență existența a încă trei iviri de cristalin : una situată între Valea Seacă și valea Mărului, iar celelalte două pe colinele muntelui Prislopu, toate fiind de asemenea de tip Leaota.

Mergînd din aval în amonte pe un pîrîu ce curge pe versantul vestic al muntelui Prislopu Mare, se parcurge următoarea succesiune litologică : gresii și pelite cenușii-negre din orizontul grezos, șisturi cristaline, un banc de calcar oolitic de tip dogger și peste acesta din nou alternanța de gresii și pelite cenușii-negre ale orizontului grezos, care formează un sinclinal cu axul situat aproximativ în regiunea crestei muntelui Prislopu. Pe celălalt versant al acestui munte, adică în flancul estic al sinclinalului, se întîlnesc din nou șisturi cristaline amplasate între depozitele orizontului grezos. Această situație indică existența unui singur pachet de șisturi cristaline intercalat între depozitele orizontului grezos și antrenat în cutarea acestuia. Poziția pachetului de șisturi cristaline între depozitele orizontului grezos am interpretat-o ca fiind de natură sedimentară și căpătată în timpul depunerii depozitelor eocretacice, adică aici avem de-a face cu ceea ce P. Lamare denumește o „klippă sedimentară" (2) (fig. 2).

În valea Zamurei se poate observa că ivirea de cristalin este cuprinsă între orizontul grezos situat în amonte de ea și orizontul cu *Lamellaptychus angulocostatus* situat în aval. La limita dintre cristalin și orizontul grezos, în malul stîng al văii Zamurei, există o brecie formată aproape exclusiv din elemente de cristalin de tip Leaota, dar printre care se găsesc și elemente de calcare din dogger, al căror grad de rotunjire avansat trădează originea sedimentară a breciei.

Existenţa breciei în baza klippei de cristalin indică un aport de detritus de şisturi cristaline care a precedat venirea klippei însăşi. Acest fapt, ca şi poziţia ocupată de cristalin în raport cu orizonturile stratelor de Sinaia, ne-a determinat să interpretăm ivirea din muntele Zamura ca fiind un bloc uriaş desprins din creasta de cristalin a Leaotei şi alunecat în bazinul de sedimentare al stratelor de Sinaia.

Deşi contactele ivirii din Valea Seacă — valea Mărului nu se pot observa direct, totuşi studiul elementelor din grohotiş a evidenţiat faptul



1, Fundamentul stratelor de Sinaia ; 2-4, strate de Sinaia : 2, orizontul calcaros, 3, orizontul grezos, 3a şi 3b, klippe sedimentare (3a, şisturi cristaline de tip Leaota, 3b, Dogger) ; 4, orizontul cu Lamellaptychus angulocostatus Peters ; 5, complexul marno-grezos ruginiu (barremian-aptian)

Fig. 2. — Secţiune geologică prin stratele de Sinaia între valea Prahovei şi valea Doftanei. Scara 1 : 100 000.

că această apariţie de cristalin este înconjurată numai de orizontul grezos. Pentru lama de cristalin de aici am adoptat aceeaşi interpretare ca şi pentru cristalinul din muntele Zamura şi cel din muntele Prislopu, adică aceea de klippă sedimentară.

c) Orizontul cu *Lamellaptychus angulocostatus* a fost separat prima dată sub acest nume de G. Murgeanu şi D. Patrulius (6). Este alcătuit dintr-o alternanţă de gresii cenuşii, calcaroase, micacee cu hieroglife, marne cenuşii şistoase, marno-calcare şi microbrecii cu cloritoşisturi, micaşisturi şi paragnaise cu biotit ; pe faţa inferioară a acestora se găsesc numeroase exemplare de *Lamellaptychus angulocostatus*. Microbreciile, care uneori sînt înlocuite de megabrecii, constituie elementul litologic caracteristic al acestui orizont.

Asemănarea litologică dintre stratele de Sinaia şi şisturile superioare de Cieszyn a fost remarcată succesiv de către următorii cercetători : M. Kziaskiewicz (1951), St. Wdowiarz (1957) cu ocazia unei vizite în Carpaţii Orientali, D. Patrulius şi Th. Joja (1957) în timpul unei excursii în Carpaţii polonezi şi din nou M. Kziaskiewicz (1961).

Într-o notă recentă M. Kziaskiewicz (1) reia problema corelării dintre stratele de Sinaia şi cele de Cieszyn. Cu această ocazie autorul consideră că „gresiile şi şisturile închise" observate în valea Prahovei constituie partea inferioară a stratelor de Sinaia, pe care o parale-

lizează cu șisturile superioare de Cieszyn. În aceeași notă autorul afirmă : „calcarele detritice atît de caracteristice pentru complexul de calcare de Cieszyn se pare că nu există în stratele de Sinaia".

În urma cercetărilor efectuate, sîntem în măsură să facem încă o precizare privind corelarea orizonturilor separate în cele două mari complexe litologice. Astfel, orizontul calcaros separat de noi în baza stratelor de Sinaia, în regiunea dintre valea Prahovei și valea Doftanei, datorită numărului mare de calcarenite și calcilutite, ca și a pelitelor șistoase ce le însoțesc, este perfect comparabil cu orizontul calcarelor de Cieszyn.

În complexul marno-grezos ruginiu (6) separat peste orizontul superior al stratelor de Sinaia am colectat pe valea Șipa un fragment de *Macroscaphites yvani* d'Orb.

Prezența acestei forme, pe lîngă faptul că limitează ca vîrstă la hauterivian stratele de Sinaia, confirmă și existența celor două faciesuri ale barremianului : strate de Comarnic și fliș marno-grezos ruginiu, susținute de G. Murgeanu și D. Patrulius (6).

Delimitarea cartografică a orizonturilor din stratele de Sinaia a scos în evidență faptul că klippele de șisturi cristaline apar fie numai în orizontul grezos, fie la limita acestuia cu orizontul cu *Lamellaptychus angulocostatus*, dar niciodată acolo unde stratele de Sinaia manifestă o puternică tendință de ridicare, trădată de dezvoltarea mare a orizontului lor inferior. Această situație este o dovadă în plus că șisturile cristaline existente în zona de dezvoltare a stratelor de Sinaia nu reprezintă ridicări ale fundamentului acestora, ci sînt klippe care, prin alunecare, au ajuns în bazinul flișului, unde cu timpul au fost complet înecate în depozitele eocretacice.

După cum s-a arătat mai sus, șisturile cristaline din ivirile discutate sînt asemănătoare petrografic cu cristalinul imediat vecin spre V. Datorită acestei asemănări petrografice, am considerat klippele sedimentare din Valea Seacă — valea Mărului, muntele Zamura și muntele Prislopu ca fiind venite din zona exondată a Leaotei.

BIBLIOGRAFIE

1. Kziaskiewicz M., *Sur quelques analogies lithostratigraphiques entre les Carpathes roumaines et polonaises*, Bull. Acad. Pol. Sci., 1962, **X**, *1*.
2. Lamare P., *Les formations détritiques crétacées du Massif de Mendibelza*, Bull. Soc. Géol. de France, 1946, seria a 5-a, **16**.
3. Mrazec L., Popescu-Voiteşti I. şi Macovei G., *Asupra virstei stratelor de Comarnic*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1911—1912, **III**.
4. Murgeanu G. et Gherasi N., *Sur la présence de schistes cristallins dans V. Zamurei (Buşteni-Poiana Ţapului)*, Bul. Soc. Rom. Geol., 1932, **I**.
5. Murgeanu G., *La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teşila*, Ann. Inst. géol. Roum., 1934, **XVI** (1931).
6. Murgeanu G. şi Patrulius D., *Flişul cretacic din regiunea pasului Predeluş*, St. şi cerc. geol., 1959, **IV**, *1*.
7. Murgeanu G., Patrulius D. şi Contescu L., *Flişul cretacic din bazinul văii Tîrlungului*, St. şi cerc. geol., 1959, **IV**, *1*.

8. MURGEANU G., PATRULIUS D., CONTESCU L. şi JIPA D., *Flişul cretacic din partea de sud a Munţilor Baraoltului*, St. şi cerc. geol., 1961, **VI**, 2.
9. POPOVICI-HATZEG V., *Etude géologique des environs de Cîmpulung et de Sinaia*, Thése, Paris, 1898.
10. *** *Ghidul excursiilor. B, Carpaţii Orientali*, Congresul al V-lea al Asociaţiei geologice Carpato-Balcanice, Bucureşti, 1961.
11. *** *Guide des excursions. Karpates Externes*, Asoc. Géol. Karpato-Balkanic, Varşovie-Cracovie, 1963.

Comitetul geologic şi Întreprinderea de prospecţiuni şi laboratoare.

Primită în redacţie la 28 aprilie 1964.

ASUPRA UNUI NIVEL DE BRECIE SEDIMENTARĂ ÎN GRESIA DE SITA—TĂTARU

DE

MIHAI ŞTEFĂNESCU

În nota de faţă, autorul semnalează existenţa unei brecii sedimentare în gresia de Sita — Tătaru. Brecia este formată din elemente variate de gresii liasice, gresii lumaşelice cu ostreide, aparţinînd doggerului, calcare tithonice, marne cenuşii, fosilifere, aparţinînd albianului inferior şi superior, precum şi elemente de cristalin ca gnaise oculare şi micaşisturi. Această brecie ocupă un nivel la circa 150 m de baza gresiei de Sita—Tătaru, care a fost denumit „nivelul breciei de la Sita-Buzăului".

Bazat pe faunele remaniate în această brecie, precum şi pe poziţia geometrică inferioară seriei de Dumbrăvioara, autorul atribuie gresia de Sita—Tătaru părţii inferioare a vraconianului.

În ultimul timp, o serie de probleme de stratigrafie a flişului cretacic aflate în discuţie s-au lămurit total sau parţial datorită faptului că cercetările recente au scos la iveală noi puncte fosilifere, care conţin faune destul de bogate.

O excepţie de la această „regulă" sînt formele colectate de I. Marinescu, Gh. Mocanu şi ulterior de autor, împreună cu M. Zamfirescu, din punctele descoperite de I. Marinescu de la Sita-Buzăului şi Pîrîul Mărului.

Existenţa acestor faune este inexplicabilă în ipoteza poziţiei lor normale în depozitele care le cantonează, deoarece ele, deşi indică vîrste diferite, sînt situate la acelaşi nivel geometric.

Acest fapt a determinat pe autor să efectueze cercetări pe teren, care l-au dus la o nouă interpretare a modului de zăcămînt al rocilor fosilifere.

Dar, înainte de a discuta situaţiile de pe teren, vom aminti faunele colectate de I. Marinescu şi Gh. Mocanu şi vom enumera formele găsite de noi ulterior.

St. şi cerc. geol. geofiz. şi geogr. Seria geologie t. 9 nr. 2 p. 519—523 Bucureşti 1964

I. Marinescu (4) și Gh. Mocanu colectează în 1956 de la Sita-Buzăului o faună bogată care conține speciile : *Anisoceras armatum* (Sowerby), *Puzosia communis* Spath, *Parahibolites tourtiae* Weign., *Inoceramus concentricus* Park., *Kosmatella* sp., *Neithea* sp., după ce, din același punct, V. Mutihac a colectat un exemplar de *Neohibolites minor* Stoley, citat de M. G. Filipescu (3).

În același an, I. Marinescu (4) colectează de pe Pîrîul Mărului o faună formată din : *Puzosia* cf. *communis* Spath, *Puzosia* sp. și *Neohibolites minimus* List. Pe baza acestor asociații autorul atribuie vraconianului gresia de Sita—Tătaru.

Cîțiva ani mai tîrziu, adică în 1961, am efectuat prospecțiuni într-o zonă limitată de valea Buzăului la nord și vîrful Tătărețu la sud. Cu această ocazie am recoltat faune din cele două puncte menționate mai sus (Sita-Buzăului și Pîrîul Mărului), primul fiindu-ne indicat de către Gr. Popescu. Faunele au fost colectate împreună cu M. Zamfirescu.

Din punctul fosilifer situat în malul stîng al văii Buzăului, în dreptul satului Sita-Buzăului, s-a colectat o faună ce cuprinde : *Puzosia communis* Spath, *Kosmatella* sp., *Neohibolites minimus* List., *Parahibolites tourtiae* Weign., *Inoceramus concentricus* Park.

Fauna colectată din Pîrîul Mărului cuprinde : *Douvilleiceras mammillatum* (em. Spath)[1], *Ptychoceras* sp., *Phylloceras* sp. aff. *velledae* Michel, *Puzosia* sp., *Neohibolites minimus* List., *Inoceramus* cf. *concentricus* Park.

Atît fauna colectată de I. Marinescu și Gh. Mocanu, cît și cea colectată de noi de la Sita-Buzăului indică o vîrstă albian superioară-vraconiană pentru marnele cenușii-gălbui, slab verzui, din care au fost colectate. Afirmăm acest lucru, deoarece atît *Anisoceras armatum*, cît și *Puzosia communis* sînt forme care trec din albianul superior și în vraconian (2).

Spre deosebire de această faună, cea colectată de pe Pîrîul Mărului indică partea superioară a albianului inferior pentru marnele cenușii-închis, micacee, din care au fost colectate, deși I. Marinescu o consideră sincronă cu fauna de la Sita-Buzăului.

Am atribuit această vîrstă marnelor cenușii, deoarece forma *Douvilleiceras mammillatum* este ammonit de zonă, caracteristic pentru protohoplitian, zonă pe care M. Breistroffer o consideră situată la partea superioară a albianului inferior.

Se poate observa că, din punct de vedere cartografic, cele două asociații, deși indică vîrste diferite, au fost colectate din puncte situate geometric la aceeași distanță de baza gresiei de Sita — Tătaru (fig. 1).

Această constatare ne-a determinat să facem o analiză mai atentă a poziției și a modului de zăcămînt al rocilor fosilifere, analiză în timpul căreia am adunat cîteva date de amănunt ce pledează în favoarea existenței unui nivel de brecie sedimentară la circa 150 m de la baza gresiei de Sita.

În aflorimentul de la Sita-Buzăului există lame de marne lungi 30—50 cm, cenușii-gălbui, slab verzui, ce conțin fosile și între care se

[1] Formă determinată de D. Patrulius.

insinuează benzi și lentile de microconglomerate cu dezvoltări variabile. Uneori din cauza lipsei complete a microconglomeratului, marnele vin în contact direct unele cu altele ; în acest caz se observă totuși suprafețe de discontinuitate care separă elementele de marnă între ele.

Aceste observații au condus la concluzia că avem de-a face aici cu un episod de brecie ale cărei elemente sînt constituite din marnele cenu-

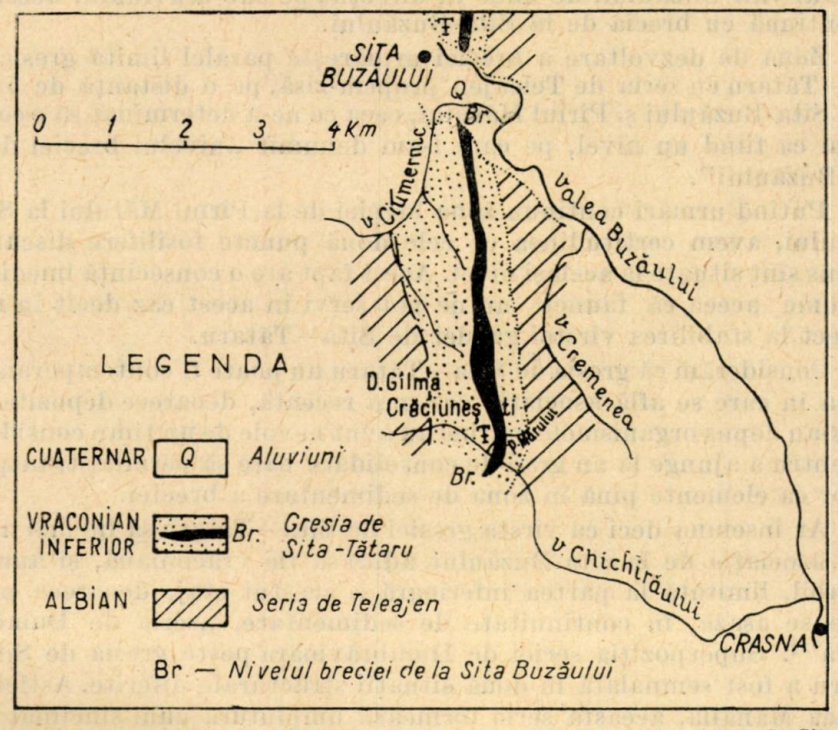


Fig. 1. — Schița geologică a zonei de dezvoltare a nivelului breciei de la Sita-Buzăului.

șii-verzui incluse într-o matrice microconglomeratică, care, la rîndul ei, are un ciment argilo-nisipos.

Spre deosebire de deschiderea de la Sita-Buzăului, în cea din Pîrîul Mărului există o singură lentilă de marnă cenușie, tectonizată, lungă de circa 4 m, ale cărei contacte nu se pot observa în mod direct. Totuși se vede că, în direcție, marna este înlocuită brusc de un microconglomerat ce are de asemenea cimentul argilo-nisipos.

La circa 1 km nord de vîrful Gîlma Crăciunești izvorăște al doilea afluent mare de pe dreapta văii Ciumernicului. Aici se poate observa o brecie formată din elemente de calcare tithonice, gresii și greso-calcare liasice, gresii lumașelice cu ostreide aparținînd probabil doggerului, gnaise oculare, micașisturi și cuarț alb. Aceste elemente sînt cuprinse

într-o matrice microconglomeratică ce are în bază şi o lentilă de marnă cenuşie, micacee, în care însă nu am găsit fosile.

Datorită elementelor variate şi în special a calcarelor albe, cuarţului şi şisturilor cristaline care se întîlnesc în solurile ce acoperă brecia, am avut posibilitatea să urmărim, chiar şi acolo unde nu sînt deschideri, o zonă continuă de brecie începînd din Pîrîul Mărului şi pînă în malul drept al văii Buzăului, de unde în direcţie, pe sub aluviunile acesteia, se continuă cu brecia de la Sita-Buzăului.

Zona de dezvoltare a breciei urmăreşte paralel limita gresiei de Sita—Tătaru cu seria de Teleajen propriu-zisă, pe o distanţă de 5 km, între Sita-Buzăului şi Pîrîul Mărului, ceea ce ne-a determinat să o considerăm ca fiind un nivel, pe care l-am denumit „nivelul breciei de la Sita-Buzăului".

Putînd urmări continuu zona breciei de la Pîrîul Mărului la Sita-Buzăului, avem certitudinea că cele două puncte fosilifere discutate mai sus sînt situate la acelaşi nivel. Acest fapt are o consecinţă imediată, şi anume aceea că faunele nu ne pot servi în acest caz decît în mod indirect la stabilirea vîrstei gresiei de Sita—Tătaru.

Considerăm că gresia de Sita—Tătaru nu poate fi contemporană cu marna în care se află asociaţia cea mai recentă, deoarece depozitele în care s-au depus organismele marine au avut nevoie de un timp considerabil pentru a ajunge la un grad de consolidare care să permită transportul lor ca elemente pînă în zona de sedimentare a breciei.

Ar însemna deci ca vîrsta gresiei de Sita—Tătaru să fie mai nouă decît asociaţia de la Sita-Buzăului, adică să fie vraconiană, şi anume, probabil, limitată la partea inferioară a acestui etaj, deoarece peste gresie se aşază, în continuitate de sedimentare, „seria de Dumbrăvioara"[2]. Superpoziţia seriei de Dumbrăvioara peste gresia de Sita—Tătaru a fost semnalată în două situaţii structurale diferite. Astfel, în Culmea Mănăila, această serie formează umplutura unui sinclinal format de gresia masivă de Sita—Tătaru. Acest fapt a fost pus în evidenţă de Gr. Popescu şi consemnat tot de către el pe foaia Cheia la scara 1/100 000, a Comitetului geologic. La est de Vama-Buzăului, seria de Dumbrăvioara bordează flancurile unui anticlinal, al cărui sîmbure este format din gresia de Sita—Tătaru.

Am afirmat că gresia de Sita—Tătaru din regiunea Sita-Buzăului—Culmea Mănăila se limitează la partea inferioară a vraconianului, deoarece seria care se dispune normal peste ea (seria de Dumbrăvioara) este bine datată paleontologic (5), (6) şi corespunde părţii superioare a vraconianului.

[2] În raportul prezentat la Întreprinderea de prospecţiuni şi laboratoare de către Gr. Popescu şi echipa (1962), partea superioară a gresiei de Sita — Tătaru a fost atribuită aceleiaşi vîrste.

BIBLIOGRAFIE

1. Băncilă I., *Geologia Carpaților Orientali*, București, 1958.
2. Breistroffer M., *Sur les zones d'Ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre*, Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, 1946—1947, **XXVI**.
3. Filipescu M. G., *Contribuții la orizontarea Cretacicului din Flișul Carpaților Orientali*, Rev. Univ. Buc. și Politeh. Buc., 1955, *8*.
4. Marinescu I., *Cercetări geologice în flișul Munților Buzăului*, Dări de seamă Com. geol., 1958, **XLIV** (1956—1957).
5. Popescu Gr., *Asupra unor brecii cu blocuri în flișul cretacic din bazinul văii Prahova*, Bul. științ. Acad. R. P. R., Secțiunea de științe biologice, agronomice, geologice și geografice, 1954, **VI**, *2*.
6. Ștefănescu M. și Zamfirescu M., *Noi iviri de vraconian-cenomanian în zona conglomeratelor de Ciucaș — Zăganu*, St. și cerc. geol. geofiz. și geogr., Seria geologie, 1964, **9**, *1*.

Întreprinderea de prospecțiuni și laboratoare.

Primită în redacție la 28 aprilie 1964.

ASUPRA GENEZEI ŞI NOMENCLATURII UNOR CALCARE EOCRETACICE DIN FLIŞUL CARPAŢILOR ORIENTALI *

DE

DAN JIPA

Caracterele texturale ale unor calcare marnoase din flişul eocretacic al Carpaţilor Orientali indică originea detritică a acestor roci.

Este de preferat denumirea calcilutit faţă de denumirea calcar marnos.

Este descris cazul unor calcilutite gradate cu calpionelle resedimentate şi acumulate în special la baza stratului.

De la primele cercetări întreprinse asupra formaţiunilor eocretacice de tip fliş din Carpaţii Orientali, a fost remarcată prezenţa unor roci calcaroase, cenuşii-albicioase, dure, cu numeroase vine de calcit. În studiile care au urmat, aceste roci au primit denumiri variate (de la calcare marnoase la marne calcaroase), în ciuda remarcabilei constanţe a compoziţiei lor.

Cu privire la originea acestor calcare s-au făcut puţine investigaţii. Într-un studiu petrografic şi chimic executat de I. Băncilă, V. Corvin Papiu şi I. Armaş (1) s-a ajuns la concluzia că rocile calcaro-marnoase cenuşii din stratele de Sinaia de pe valea Bicazului provin „din precipitarea unui material argilo-carbonatat în condiţiile unui mediu cu aerisire redusă".

În nota de faţă sînt redate concluziile observaţiilor făcute asupra calcarelor marnoase din stratele de Sinaia (valanginian-hauterivian) de pe un teritoriu cuprins între valea Ialomiţei şi valea Prahovei (regiune în care se dezvoltă stratele de Sinaia tipice), precum şi între Munţii Baraolt şi Munţii Perşani. Aceste concluzii sînt valabile şi pentru calcarele marnoase intercalate în depozitele flişului barremian-apţian din Munţii Baraoltului şi pentru calcarele marnoase din stratele de Comarnic (barremian-bedulian).

---

* Lucrare publicată şi în „Revue roumaine de géologie, géophysique et de géographie — Série de géologie", 1965, **9**, *1* (în limba engleză).

St. şi cerc. geol. geofiz. şi geogr. Seria geologie t. 9 nr. 2 p. 525–532 Bucureşti 1964

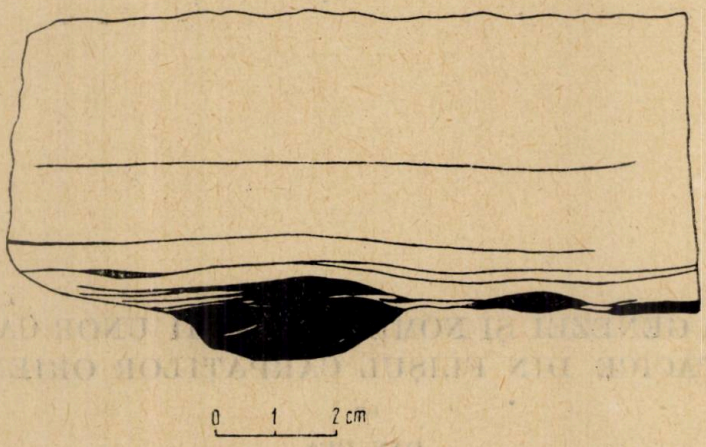


Fig. 1. — Calcilutit cu material arenitic (reprezentat prin culoarea neagră) în bază. Se observă laminaţie oblică în cadrul materialului arenitic. Strate de Sinaia (valanginian-hauterivian), valea Prahovei, Sinaia. Schiţă după o fotografie.

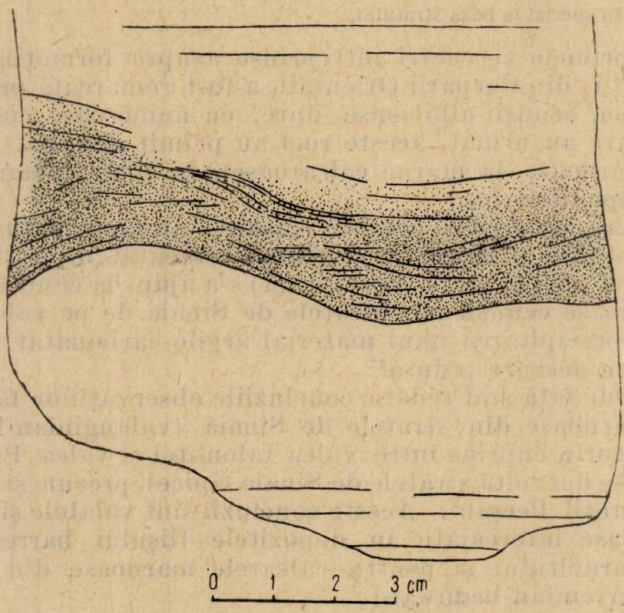


Fig. 2. — Calcilutit cu material arenitic în bază (punctat) care stă pe un alt strat de calcilutit (alb). Laminaţia paralelă şi cea oblică din cadrul materialului arenitic bazal au fost deformate prin tasare diferenţială. Barremian-apţian, Munţii Baraoltului.

Descriere microscopică. Calcarele marnoase de care ne ocupăm se prezintă la microscop ca o masă omogenă, argilo-calcaroasă, mai mult sau mai puţin recristalizată. În majoritatea cazurilor se remarcă prezenţa unor particule clastice mici şi rare de cuarţ, uneori corodat.

Caractere texturale. Observarea atentă a calcarelor marnoase evidenţiază caractere foarte importante pentru descifrarea sedimentogenezei acestora.

Mai ales în secvenţe tipice de fliş, calcarele marnoase se caracterizează prin dispunerea în strate cu grosime constantă la scara aflorimentelor.

În unele regiuni (de exemplu stratele de Sinaia din valea Prahovei) se întîlnesc frecvent mecanoglife la partea inferioară a calcarelor marnoase (pl. I, fig. 6 ; pl. II, fig. 7). Pînă în prezent au fost observate mai ales „flute moulds". Pe alocuri aceste urme apar în interiorul unui strat omogen de calcar marnos (pl. I, fig. 5) sau se pot observa atît la baza stratului, cît şi la alt nivel din interiorul aceluiaşi strat (valea Prahovei, mal drept, aval de gara Sinaia).

De multe ori se constată granoclasarea materialului stratelor de calcare marnoase, trăsătură texturală care se exprimă prin prezenţa materialului arenitic-cuarţos situat la baza stratului (fig. 1 şi 2). Granoclasarea este de mai multe feluri : *a*) trecere gradată şi continuă de la gresii la calcare marnoase (caz foarte rar întîlnit) ; *b*) materialul arenitic se află sub formă de lamine la baza stratului şi deseori grosimea laminelor scade cu cît se apropie de partea superioară a stratului ; *c*) sedimentaţie gradată multiplă, cînd materialul arenitic laminat apare grupat la mai multe nivele în cadrul aceluiaşi strat (6).

Pe lîngă laminaţia paralelă combinată cu granoclasarea, în cadrul calcarelor marnoase de care ne ocupăm am observat deseori lamil naţie oblică tipică, denumită şi stratificaţie de curent (fig. 1 şi 2). Uneori, pe faţa inferioară a stratului se observă arcele laminelor frontale.

Un caracter mai rar întîlnit la calcarele marnoase este prezenţa canalelor de eroziune („Wash-outs"), la scara zecilor de centimetri. Un astfel de canal de eroziune s-a observat în stratele de Sinaia de pe valea Prahovei (fig. 3).

Geneza calcarelor marnoase. În majoritatea cazurilor este dificil de precizat originea calcarelor foarte fine de tipul celor studiate de noi. Ele pot fi produse de precipitaţie chimică organică sau anorganică sau pot reprezenta detritus calcaros pus în loc în diferite moduri (7).

În cazul nostru avem motive temeinice să susţinem originea detritică a calcarelor marnoase de care ne ocupăm, deoarece trăsăturile texturale amintite sînt tipice procesului de resedimentare. Mecanoglifele şi stratificaţia de curent ne ajută să stabilim că deplasarea materialului a fost efectuată de către curenţi în ambianţă marină (aceasta din urmă demonstrată de conţinutul faunistic). Prezenţa unor adevărate canale de eroziune (fig. 3) ne sugerează curenţi puternici.

Sedimentația gradată indică legătura genetică dintre materialul fin calcaros și arenitele cuarțoase din stratele de Sinaia și din flișul barremian-apțian al Munților Baraoltului.

Se observă toate tranzițiile dintre calcarele marnoase cu material arenitic abundent în bază (maximum o treime din grosimea stratului gradat) și calcarele marnoase pure. De altfel, observațiile microscopice arată uneori o asemănare izbitoare între matricea arenitelor din stratele de Sinaia (valea Prahovei) și calcarele marnoase. Aceste fapte ne determină să credem că rocile calcaro-marnoase pure (fără material cuarțos în bază) reprezintă partea cea mai îndelung transportată a curentului, care și-a epuizat pe parcurs materialul arenitic cuarțos prin sedimentație fracționată. În această idee nu putem considera că stratele de Sinaia prezintă un ritm ternar (1 = arenite cuarțoase ; 2 = calcare marnoase ; 3 = marne), deoarece se constată frecvent lipsa arenitelor sau a calcarelor marnoase dintr-o secvență elementară, ceea ce nu reprezintă, în această interpretare, o lacună sau o defecțiune a procesului de sedimentare.

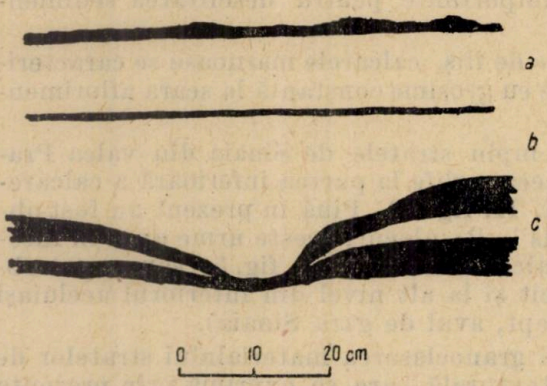


Fig. 3. — Canal de eroziune („Wash-out"). Strate de calcilutit (*a*,*b*,*c*) alternînd cu marne (reprezentate prin culoare neagră).

Materialul stratului *b* a fost sedimentat pe un relief de eroziune care afectează stratul *c* și marna dintre *b* și *c*. Stratul *c* a fost puțin deformat prin tasare. Strate de Sinaia (valanginian-hauterivian), valea Prahovei, Sinaia. Schiță din afloriment.

Terminologie. Analiza rocilor de care ne ocupăm pune în evidență cantități de carbonat de calciu cuprinse între 75 și 90%. În clasificarea lui C. V. Correns (citat după (2)), rocile cu acest conținut ocupă în întregime domeniul calcarelor marnoase (75 — 85% $CaCO_3$).

Conform clasificării lui A. W. Grabau (5), această rocă detritică, foarte fină, constituită din materie calcaroasă are denumirea simplă și descriptivă de calcilutit. Întrucît caracterul detritic este puternic estompat, termenul cripto-calcilutit ne pare mai sugestiv.

Denumirea calcar marnos nu ne oferă informații decît asupra compoziției chimice. Denumirea calcilutit sugerează, pe lîngă compoziția chimică, atît originea detritică, cît și fracțiunea granulometrică.

Calpionellidae resedimentate. Ca multe roci calcaroase litografice sau sublitografice, calcilutitele flișului eocretacic din Carpații Orientali conțin calpionelle. Acest fapt este indicat de G. Colom (3), care îl citează pe G. Murgeanu. Din calcarele albe ale stratelor de Comarnic, G. Murgeanu (9) menționează *Lagena colomi*. Trebuie să menționăm că aceste forme se întîlnesc foarte rar în rocile studiate de noi.

Au fost analizate secţiuni subţiri provenind din circa 35 de puncte, răspîndite pe teritoriul cuprins între valea Ialomiţei la vest, valea Prahovei la est şi valea Vîrghişului (Munţii Perşani) la nord, dar numai într-un singur punct a putut fi pusă în evidenţă prezenţa calpionel-

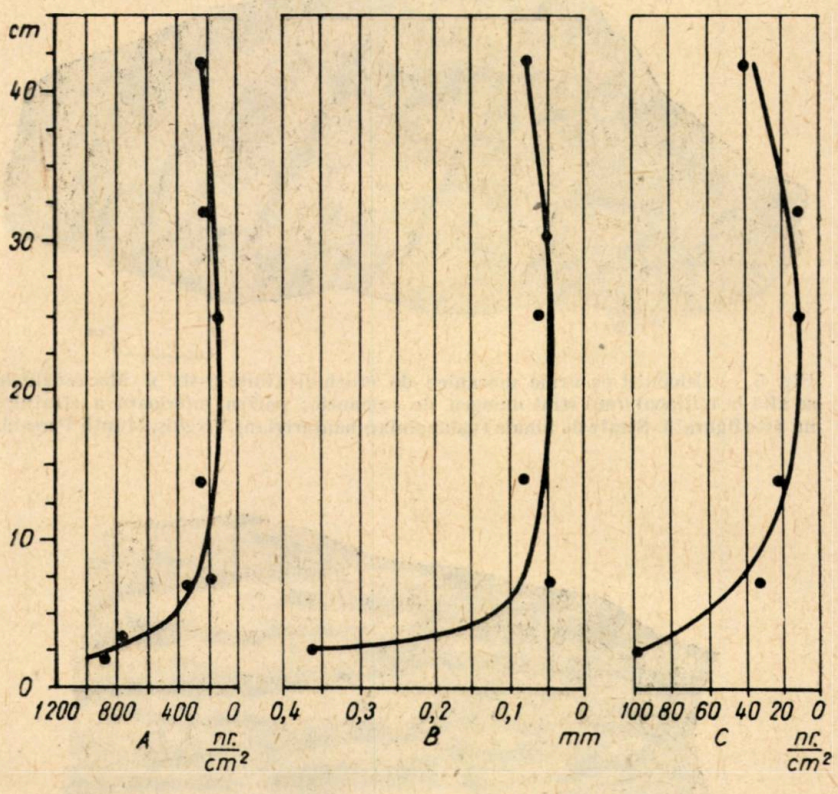


Fig. 4. — Calcilutit cu sedimentaţie gradată.

A, Curba frecvenţei calpionellelor; *B*, curba indicelui de clasticitate a cuarţului; *C*, curba frecvenţei granulelor arenitice. Barremian-apţian, valea Belinul Mic, Munţii Baraoltului.

lelor. Probele cu calpionelle au fost colectate din barremianul de pe valea Belinul Mic (Munţii Baraoltului). Au fost luate probe de la 6 nivele în cadrul unui strat gradat de calcilutit cu grosimea de 42 cm.

Gradarea se manifestă prin descreşterea dimensiunilor clasticelor de cuarţ şi mică, spre partea superioară a stratului, prin scăderea puternică în acelaşi sens a numărului de calpionelle o dată cu scăderea cantităţii de detritus. Curbele de frecvenţă şi clasticitate ale granulelor de cuarţ evidenţiază caracterul uşor pensimetric al granoclasării (fig. 4). Curba frecvenţei calpionellelor urmăreşte întocmai curbele clasticelor de cuarţ. Această trăsătură demonstrează caracterul de detritus organic al calpionellelor observate şi constituie un argu-

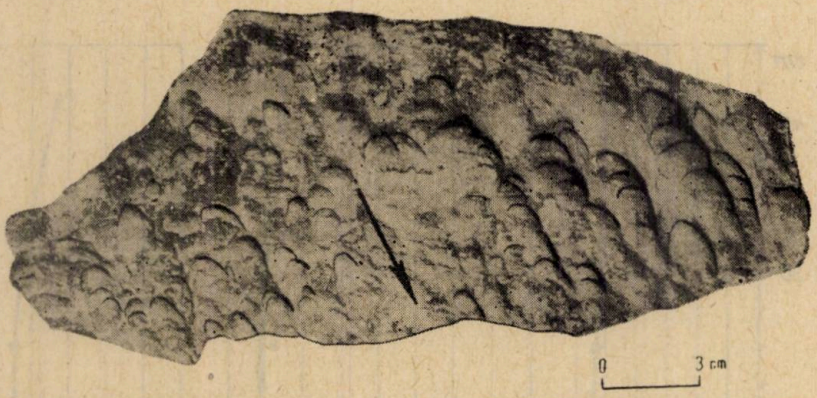


Fig. 5. — Calcilutit cu urme mecanice de eroziune(„flute-casts"). Mecanoglifele se află la mijlocul unui strat omogen de calcilutit ; partea inferioară a stratului nu este figurată. Strate de Sinaia (valanginian-hauterivian). Vîrghiș, Munții Perșani.

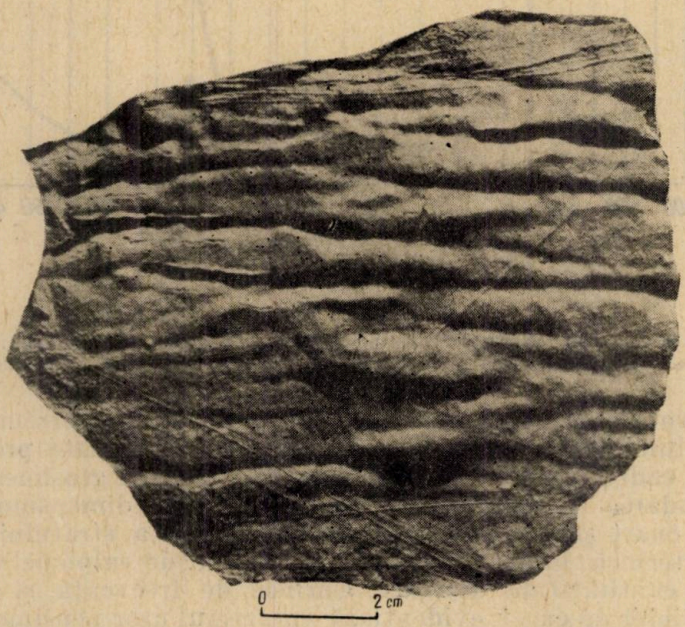


Fig. 6. — Calcilutit cu urme de curent („rill-marks"?), strate de Sinaia (valanginian-hauterivian), valea Izvorului, Munții Bucegi.

PLANȘA II

Fig. 7. — Calcilutit cu urme mecanice de eroziune („flute-casts"), strate de Sinaia (valanginian — hauterivian), valea Prahovei, Sinaia.

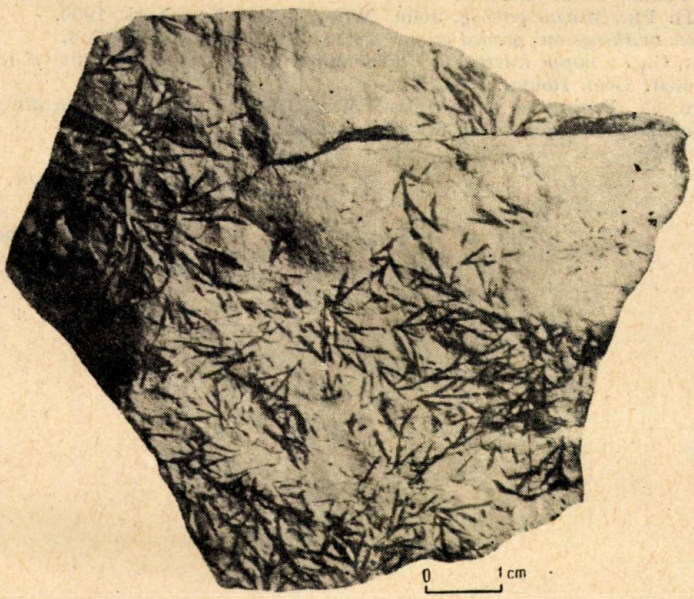


Fig. 8. — Calcilutit cu fucoide. Barremian-apțian ; Vîlcele, Munții Baraolt.

ment în plus contra ipotezei originii pelagice a calcarelor marnoase studiate de noi.

Am arătat că probele de calcilutit cu calpionelle au fost recoltate dintr-o formațiune de vîrstă barremiană (10), iar asociația prezentă (*Calpionella alpina*, net predominantă, și *Calpionella elliptica*) ar indica o vîrstă tithonic-berriasiană (3). Întrucît loricele calpionellelor sînt umplute cu material care are aceeași constituție ca și restul rocii, se poate admite posibilitatea resedimentării microfaunei dintr-o formațiune tithonic-berriasiană numai în condiții cu totul speciale ; mai este posibil ca în această regiune formele menționate să fi persistat pînă în barremian.

BIBLIOGRAFIE

1. Băncilă I., Papiu V. C. și Armaș I., *Recifal neocomian de la Gura Dâmboviței*, Bibl. geol. paleont., Edit. Acad. R.P.R., București, 1957, **II**.
2. Carozzi A., *Pétrographie des roches sédimentaires*, Lausanne, 1953.
3. Colom G., *Fossil tintinnids : loricated Infusoria of the order of the Oligosticha*, J. Paleont., 1948, **22**, *2*.
4. Filipescu M. G., *Étude pétrographique des Couches de Tisaru et considérations stratigraphiques résultant de cette étude*, C. R. séances Inst. Géol. Roum., 1935, **XX**.
5. Grabau A. W., *On the classification of sedimentary rocks*, Ann. Géol., 1904, **XXXIII**.
6. Ksiazkiewicz M., *Uwarstwenie frakjonalne i laminowane we fliszu Karpackim*, Rocznik Polak., 1952, **XXII**, *4*.
7. Kuenen H. Ph., *Marine geology*, John Wiley & Son, New York, 1950.
8. — *Sole markings on graded graywacke beds*, J. Geol., 1957, **65**, *3*.
9. Murgeanu G., *La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teșila*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1931, **XVI**.
10. Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L. și Jipa D., *Flișul cretacic din partea de sud a munților Baraoltului*, St. și cerc. geol., 1961, **VI**, *2*.

Comitetul geologic.

Primită în redacție la 28 aprilie 1964.

DIAGRAME PRIVIND NUMĂRUL DE MĂSURĂTORI NECESARE STUDIILOR MORFOMETRICE*

DE

N. MIHĂILESCU

În scopul de a se evita posibilitatea unei interpretări eronate a valorii obținute pentru indicii de aplatisare și de disimetrie ai galeților calcaroși, încadrați în clasele 4,0—6,0 cm și 3,0—3,5 cm, autorul a verificat în ce măsură valorile accidentale pot influența media aritmetică a indicilor menționați. În acest scop au fost întocmite diagrame pe care au fost înscrise, pe ordonată, valoarea erorilor (ε) și pe abscisă numărul galeților măsurați (N). După aceste diagrame se poate trage concluzia că într-o stație trebuie să se măsoare 120 de galeți calcaroși pentru clasa 4,0—6,0 cm și 150 pentru clasa 3,0—3,5 cm.

SCOPUL LUCRĂRII

Studiul morfometric al elementelor din anumite conglomerate[1] din R. P. Romînă a pus problema numărului necesar de galeți care trebuie măsurați într-un punct de observație (stație).

Numărul de măsurători (N) trebuie să fie suficient pentru ca valorile calculate ale mediilor indicilor morfometrici să fie cît mai aproape de cele reale.

El însă nu trebuie să fie prea mare deoarece ar îngreuna modul de lucru.

---

* Lucrare publicată și în „Revue roumaine de géologie, géophysique et de géographie — Série géologie", 1965, **9**, *1* (în limba franceză).

[1] Punctele în care au fost executate măsurători morfometrice au fost însemnate cu litere majuscule sau cifre. Conglomeratele de Bucegi de vîrstă albiană (stațiile E,M,J,I,L,N,O) din Masivele Bucegi și Ciucaș (11), conglomeratele senoniene și daniene (stațiile 1 și 2) din Munții Metaliferi (2), conglomeratele apțiene (stațiile P, R) din împrejurimile Pietroșiței (7) și conglomeratele albiene din valea Leurzii (stația V L). Toate măsurătorile au fost executate pe galeți de calcar.

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 9 nr. 2 p. 533—541 București 1964

Am căutat să verificăm în ce măsură valori aberante[2] obținute în cursul măsurătorilor pot influența media aritmetică, astfel încît să ducă la interpretări eronate.

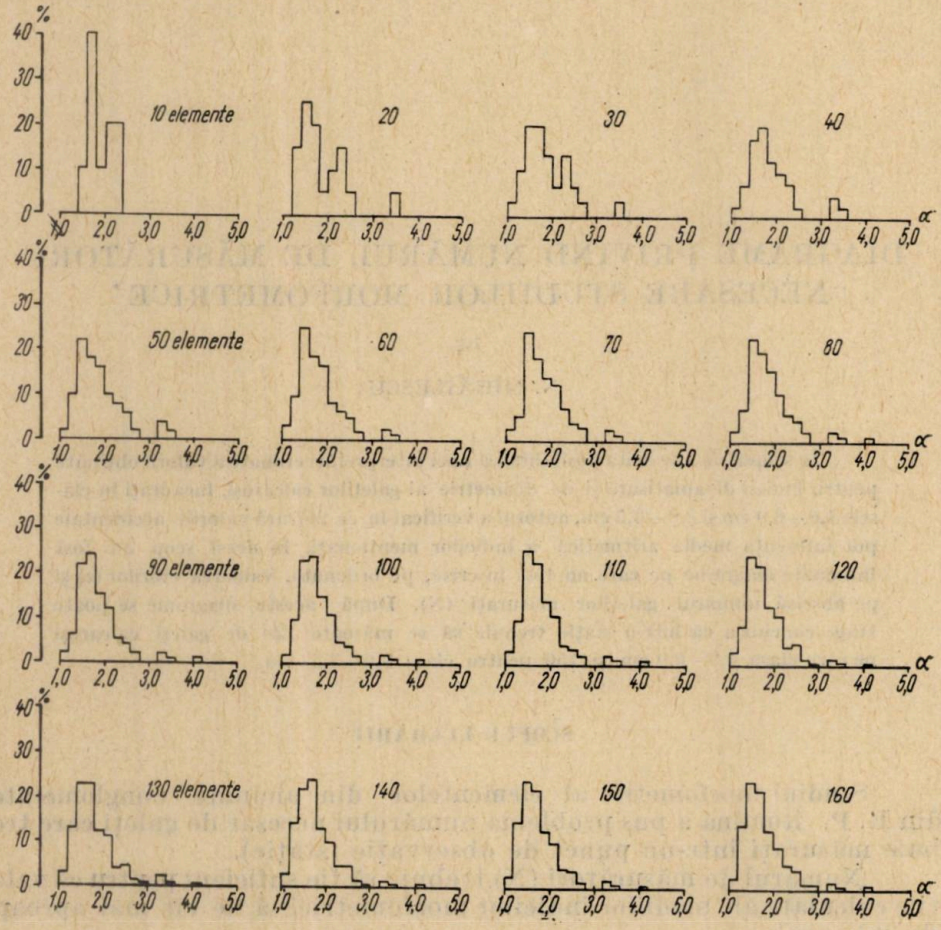


Fig. 1. — Histogramele valorilor indicelui de aplatisare în stația M (clasa dimensională 4—6 cm) pentru 10, 20, 30,...,160 de elemente.

Pentru exemplificare am construit histograme și curbe cumulative, în două stații la care valorile coeficientului de sortare a indicelui de aplatisare (S_0) erau diferite, luînd în considerație din ce în ce mai multe elemente (pentru valorile indicelui de aplatisare).

[2] Am înțeles prin „valori aberante" acele cîtimi care prezintă o abatere mare față de media aritmetică și se traduc prin galeți cu forme ce nu sînt caracteristice mediului ce le-a modelat. Nu am luat în considerație erorile datorite imperfecțiunii instrumentelor de măsurat.

Histogramele indicelui de aplatisare în stația M [3] ($S_0 = 1{,}153$) au forme din ce în ce mai apropiate pe măsură ce crește numărul elementelor luate în considerație. Astfel, au fost construite histograme și curbe cumulative pentru 10, 20, 30, ...210, 220 de elemente. Forma histogramelor nu mai prezintă variații sensibile de la 80 de elemente în sus (fig. 1).

Histogramele din stația I ($S_0 = 1{,}178$) prezintă această stabilizare a formei la aproximativ 100 de elemente (fig. 2).

Același lucru este arătat și de variația medianei ca și de a indicelui de sortare (fig. 4) în funcție de numărul măsurătorilor (în aceleași stații).

Acest exemplu arată că există o strînsă dependență între numărul de elemente măsurate și coeficientul de sortare real al indicelui morfometric pe care-l calculăm, sortare a cărei valoare nu o cunoaștem. Valoarea pe care o vom obține va fi relativă și cu atît mai apropiată de cea absolută cu cît numărul măsurătorilor va fi mai mare.

În același timp un număr mare de măsurători este inutil, deoarece de la un anumit N valoarea medie a indicilor morfometrici nu mai prezintă decît variații extrem de mici.

În acest scop am construit, diagrame pentru verificarea analitică a mediilor valorilor indicelui de aplatisare (α), rotunjire (ρ) și disimetrie (δ), folosind rezultatele a 11 000 de coeficienți.

MODUL DE CONSTRUCȚIE A DIAGRAMELOR

Am construit o serie de diagrame avînd pe ordonată valorile mediilor coeficienților analizați, iar pe abscisă numărul elementelor luate în considerare. Se poate observa că, pe măsură ce numărul elementelor crește, variația valorilor mediilor tinde către zero. Luînd în considerație mulțimea de valori obținute din măsurători în succesiuni diferite, am construit în fiecare stație și pentru fiecare indice cîte trei variante ale acestor curbe.

În figurile 5—10 se poate observa că toate aceste curbe tind către o linie dreaptă comună. La un număr mare de măsurători, această dreaptă se confundă cu mediana mulțimii de valori luate în considerație (în cazul unei bune sortări a valorilor indicelui morfometric respectiv).

Dintre cele trei curbe pe care le-am obținut în fiecare stație pentru valorile indicilor morfometrici, am calculat diferența dintre valorile de pe curbele extreme. Această diferență reprezintă aproximativ mărimea erorilor posibile atunci cînd media este rezultatul a 10, 20, 30,...,n elemente.

Dacă notăm pe ordonată această amplitudine a erorilor și pe abscisă numărul de elemente măsurate (fig. 11 și 12), vom obține o curbă care tinde asimptotic spre zero.

---

[3] Pentru a nu da naștere la confuzii, nu am schimbat nomenclatura stațiilor în care s-au executat măsurători (2), (7), (11).

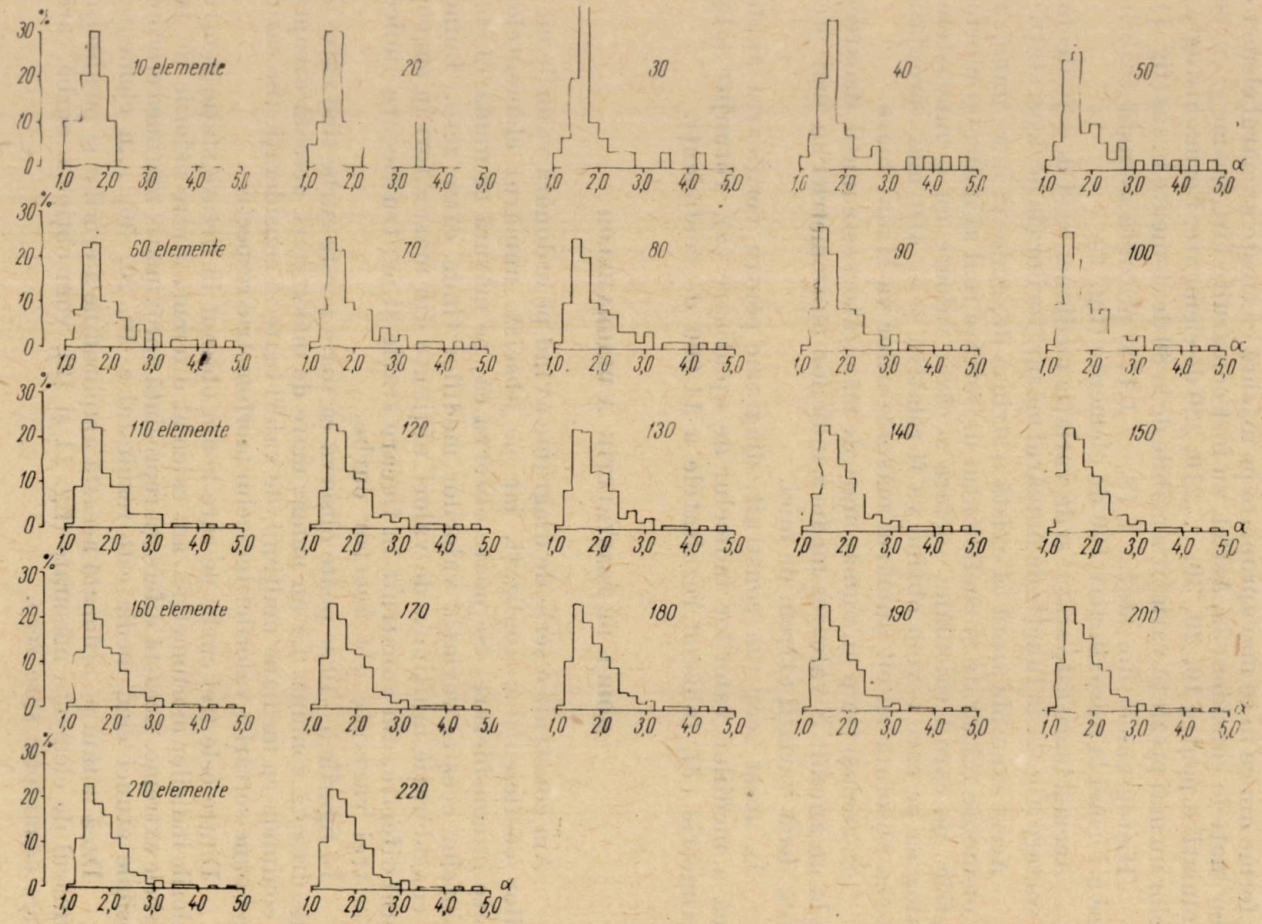


Fig. 2. — Histogramele valorilor indicelui de aplatisare în staţia I (clasa dimensională 4—6 cm) pentru 10, 20, 30,..., 210, 220 de elemente.

DESCRIEREA DIAGRAMELOR

În unele staţii amplitudinea curbei erorilor posibile se amortizează foarte repede (fig. 5), iar în altele mai greu (fig. 6). Uneori amplitudinea curbei acestor erori este foarte mare (fig. 6) şi la un număr mic de măsură-

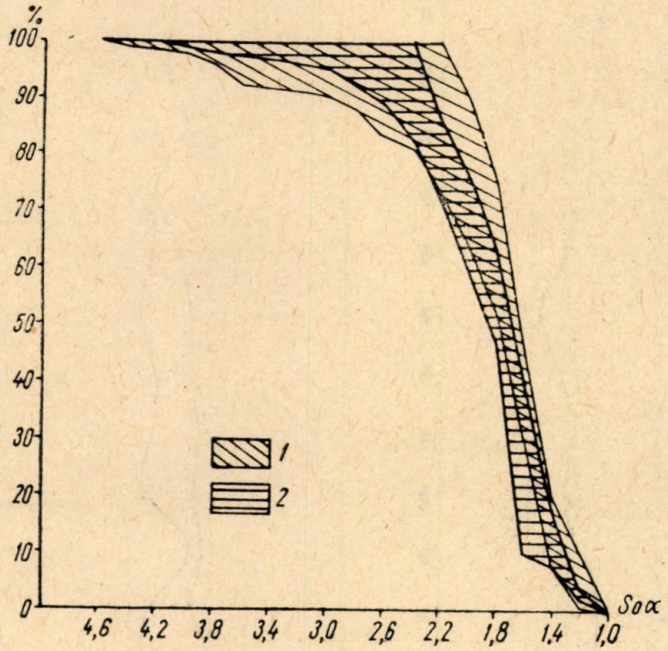


Fig. 3. — Domeniile de variaţie a curbelor cumulative ale valorilor indicilor de aplatisare în staţiile I (1) şi M (2). Curbele cumulative au fost construite pentru 10, 20, 30, ..., n elemente.

tori am putea ajunge la interpretări eronate asupra modului de formare a elementelor.

În staţia P (fig. 5) valoarea amplitudinii erorilor mediilor indicelui de aplatisare (4—6) se amortizează foarte repede (la 40 de elemente), pe cînd în staţia M (fig. 5) se amortizează numai la 120 de elemente.

Valorile amplitudinii erorilor pentru indicele de rotunjime se amortizează mult mai greu. Ele prezintă variaţii foarte mari atunci cînd luăm în consideraţie un număr mic de elemente (fig. 6).

În ceea ce priveşte indicele de disimetrie, el prezintă variaţii ceva mai ordonate (fig. 10). Amplitudinea erorilor se amortizează însă destul de neregulat de la o staţie la alta (la staţia M 3,0—3,5 cm la 50 de elemente; la staţia E 3,0—3,5 cm la 130 de elemente).

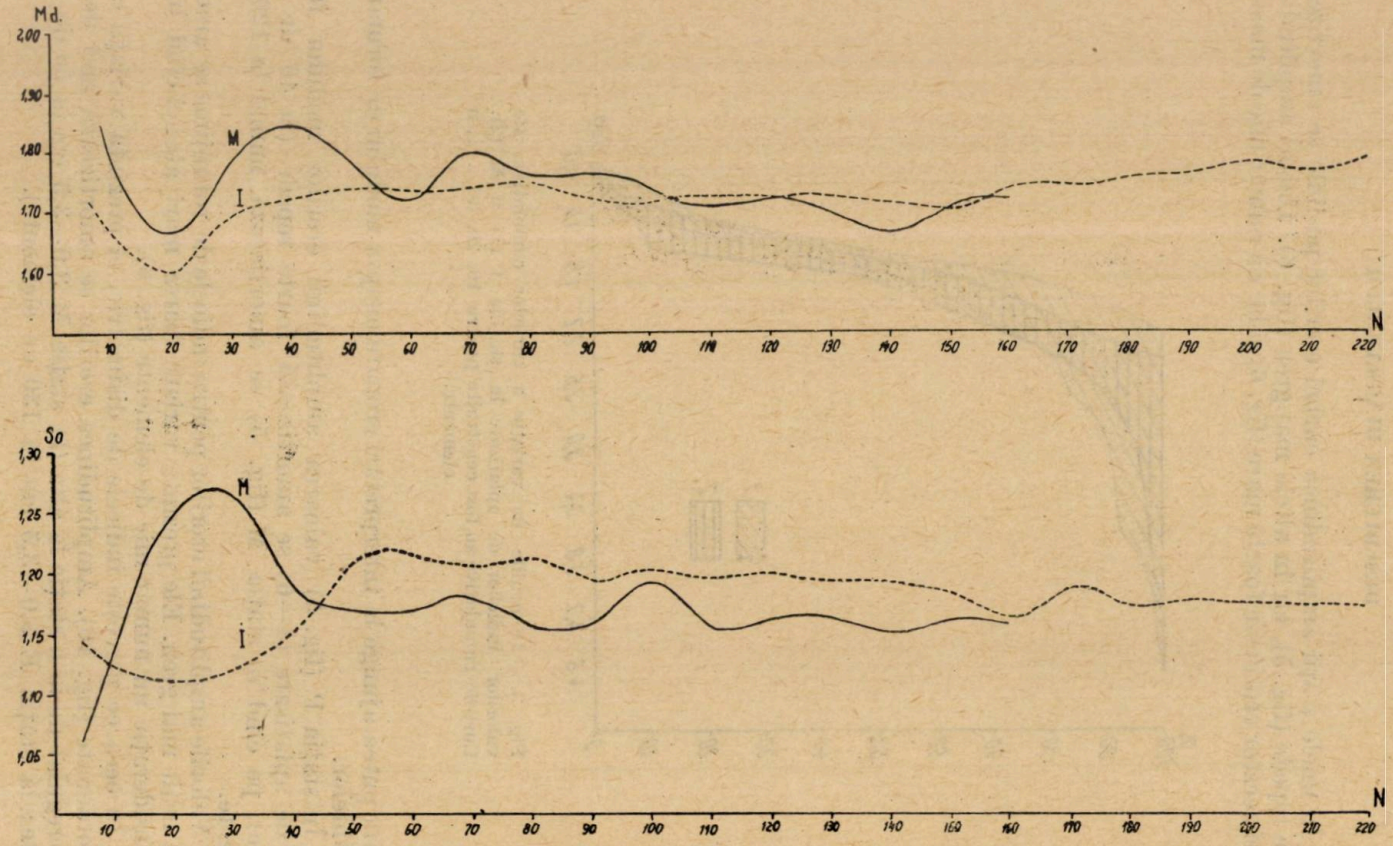


Fig. 4. — Variația medianei și a indicelui de sortare (în stațiile I și M) în funcție de numărul de elemente măsurate.

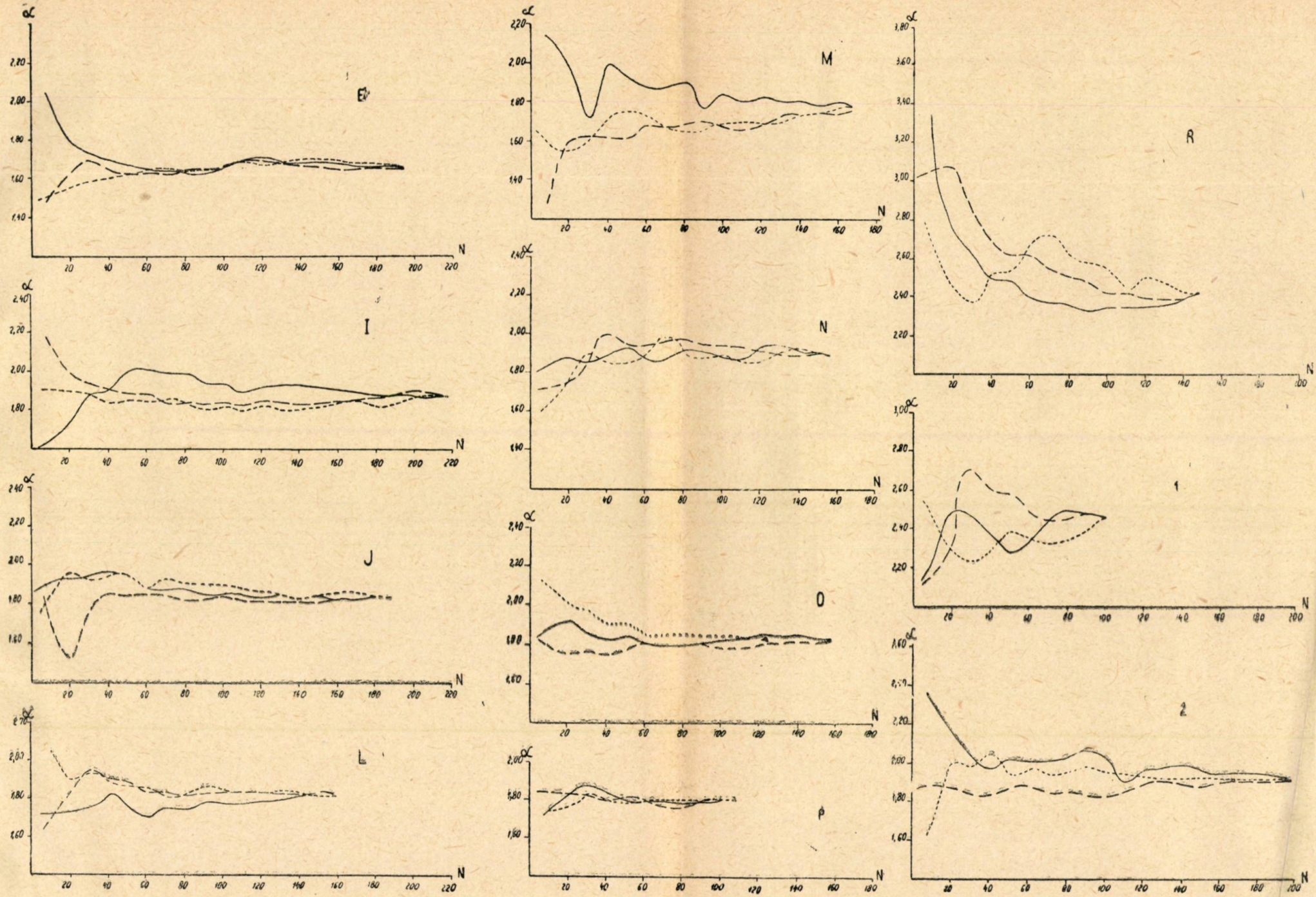


Fig. 5. — Variația valorilor mediilor indicelui de aplatisare (clasa dimensională 4—6 cm) cînd luăm în considerare 10,20,30, ...,n elemente.

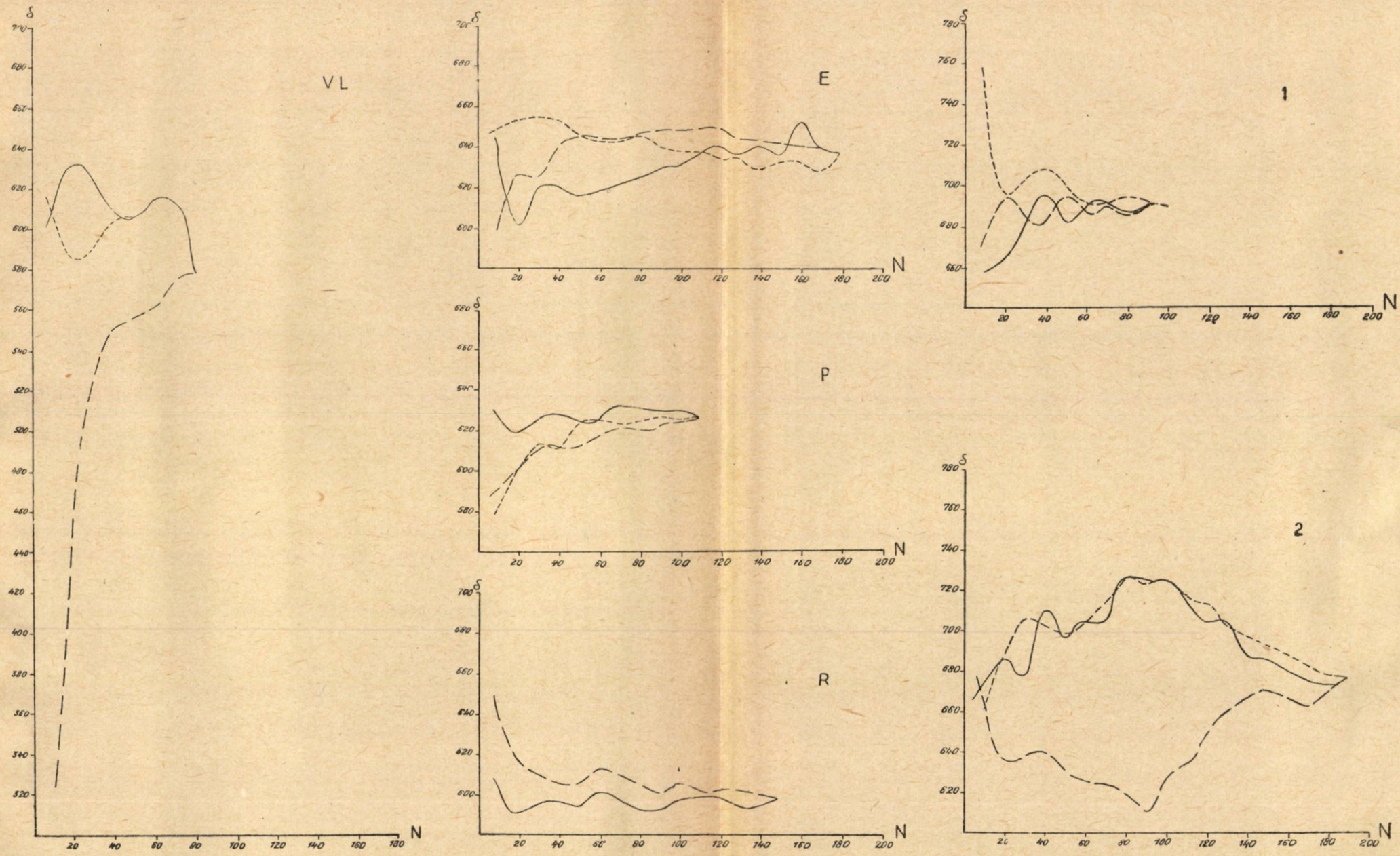


Fig. 7. — Variaţia valorilor mediilor indicelui de disimetrie (clasa dimensională 4—6 cm) cînd luăm în considerare 10, 20, 30, ..., n elemente.

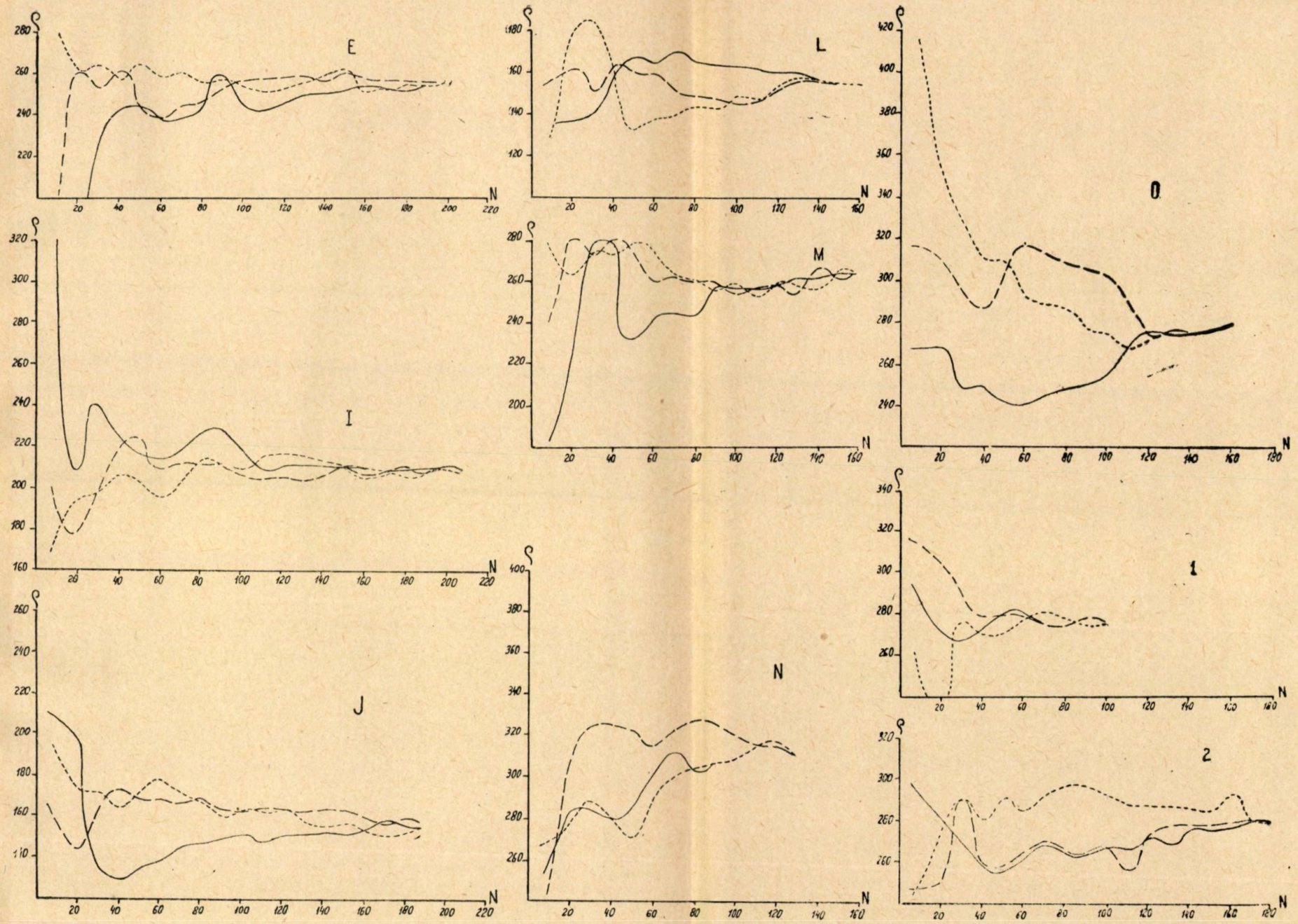
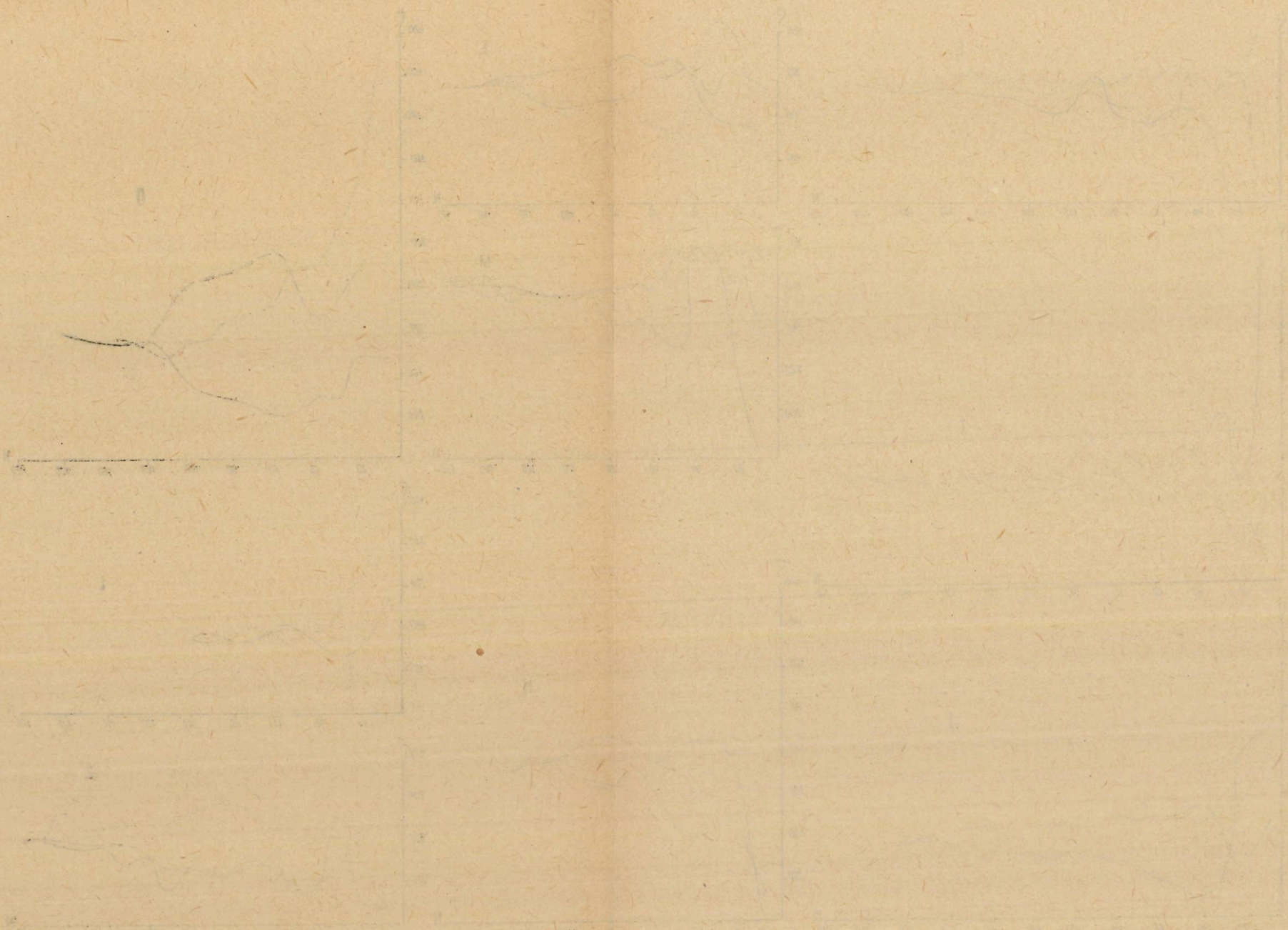


Fig. 6. — Variaţia valorilor mediilor indicelui de rotunjime (clasa dimensională 4—6 cm) cînd luăm în considerare 10, 20, 30, ..., n elemente.



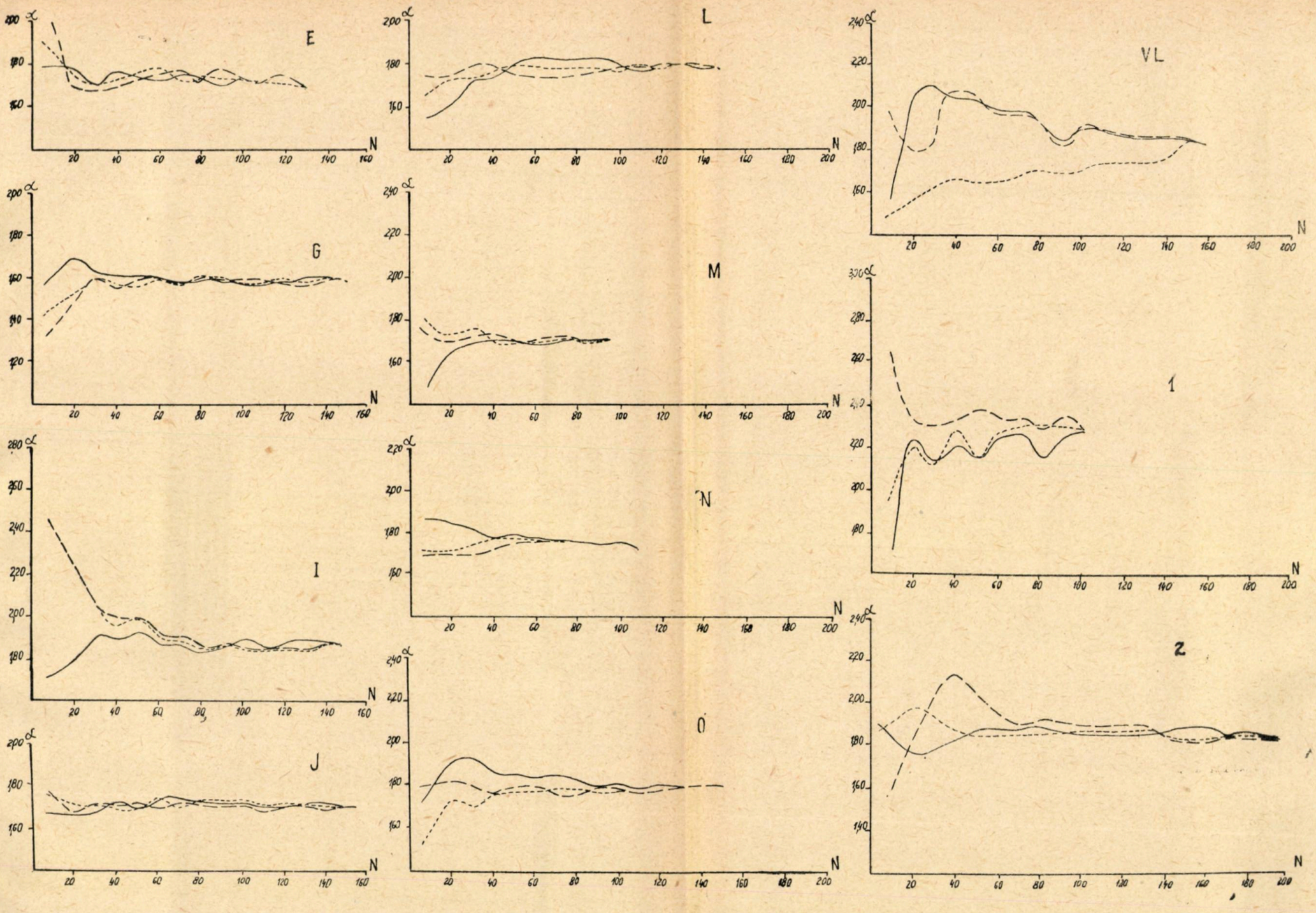


Fig. 8. — Variaţia valorilor mediilor indicelui de aplatisare (clasa dimensională 3,0—3,5 cm) cînd luăm în considerare 10, 20, 30..., n elemente.

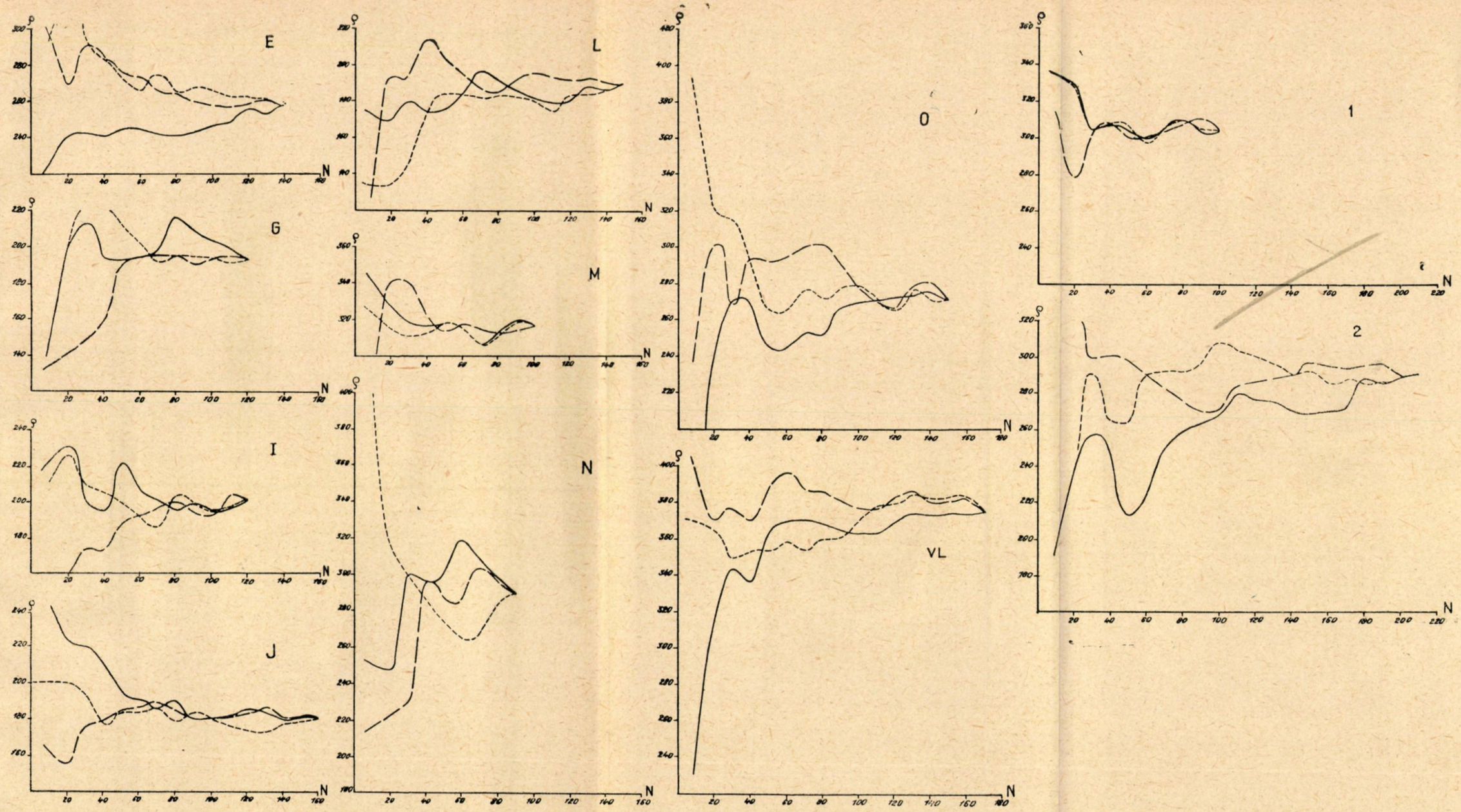


Fig. 9. — Variația valorilor mediilor indicelui de rotunjime (clasa dimensională 3,0—3,5 cm) cînd luăm în considerare 10, 20, 30, ..., n elemente.

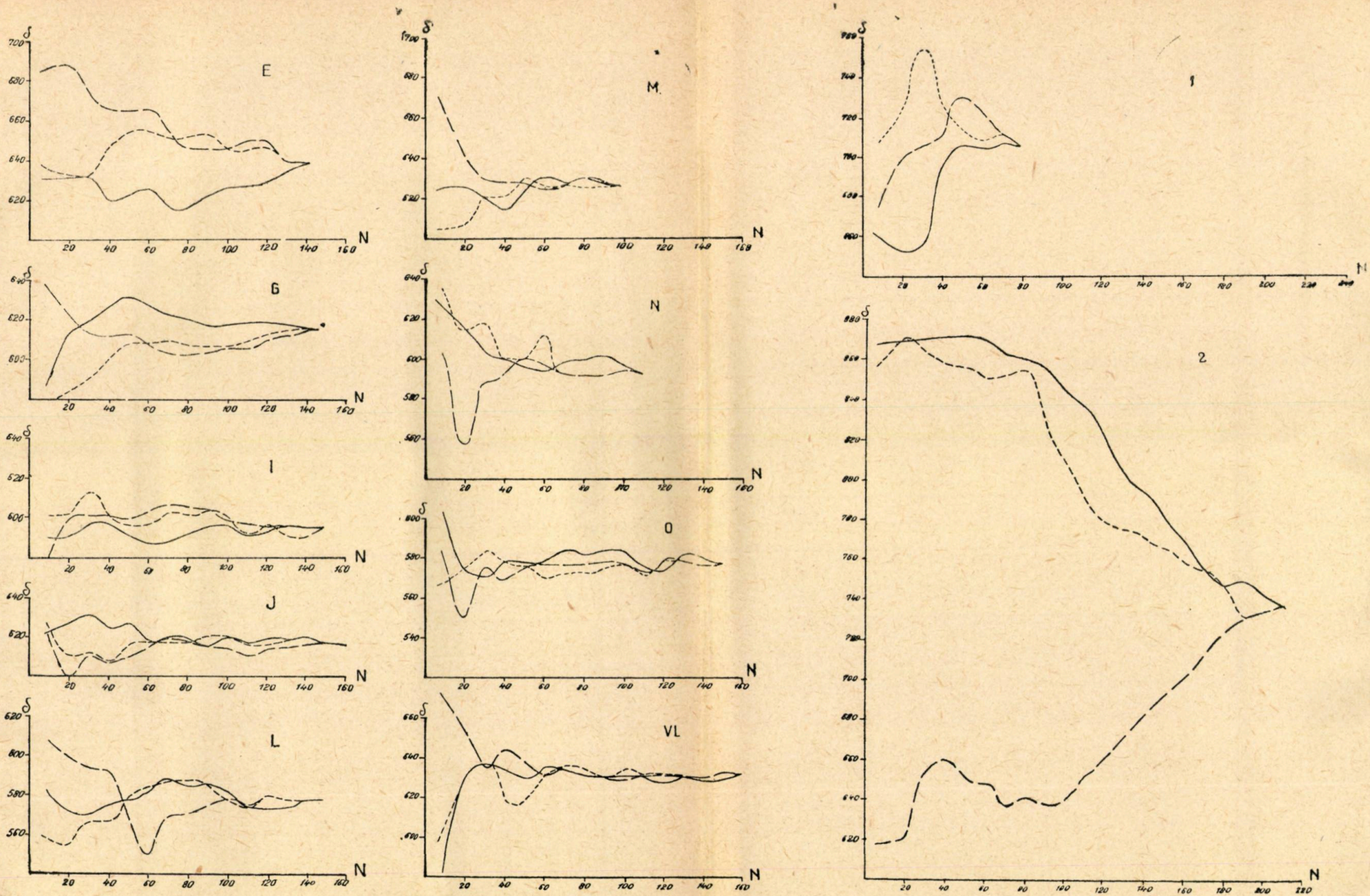


Fig. 10. — Variația valorilor mediilor indicelui de disimetrie (clasa dimensională 3,0—3,5 cm) cînd luăm în considerare 10, 20, 30, . . . ,n elemente.

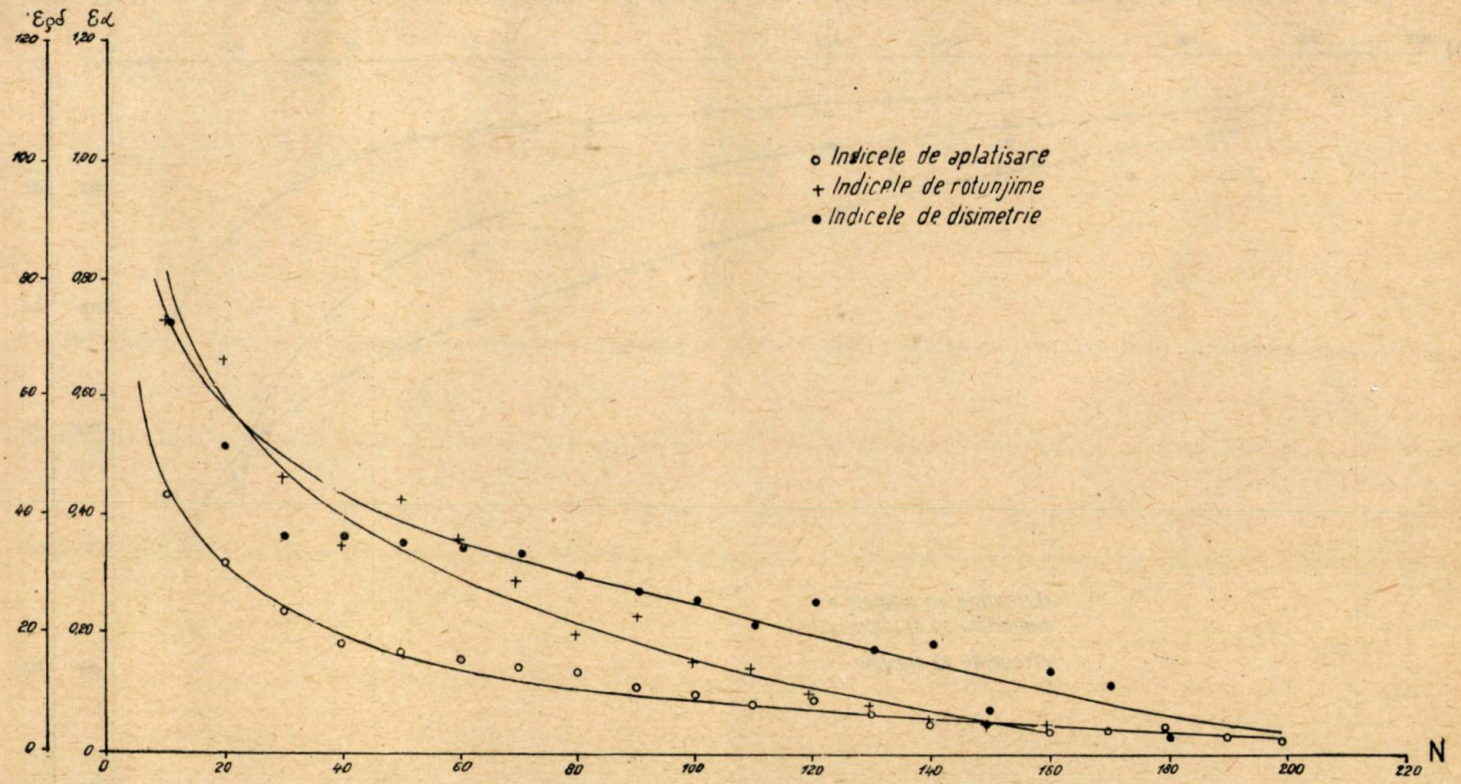


Fig. 11. — Curbele erorilor (ε) posibile ale mediilor indicilor morfometrici în funcție de numărul de măsurători executate (N). Clasa dimensională 4—6 cm.

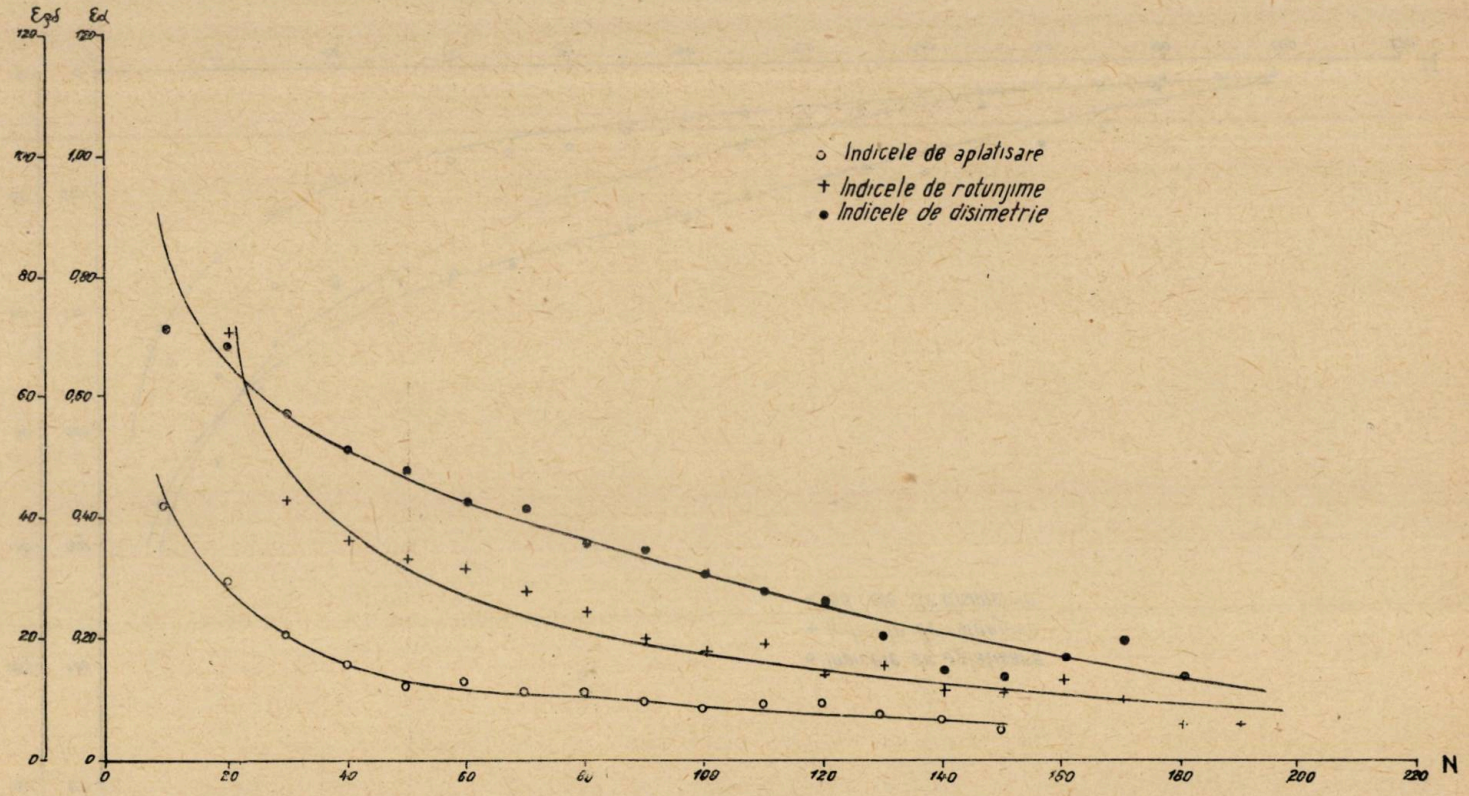


Fig. 12. — Curbele erorilor (ε) posibile a mediilor indicilor morfometrici în funcție de numărul de măsurători executate (N). Clasa dimensională 3,0—3,5 cm.

CONCLUZII

Studiul valorilor publicate de A. Cailleux şi J. Tricart (5) arată că intervalul dintre diversele domenii de valori caracteristice unor anumite medii de sedimentare este pentru indicele de aplatisare de 0,10 unităţi, iar pentru indicele de rotunjime şi disimetrie de 10 unităţi.

Această precizie este suficientă pentru o corectă interpretare a datelor obţinute din măsurători.

În funcţie de diagramele în care apar valorile erorilor posibile (fig. 11 şi 12), credem că, pentru ca valorile obţinute din analiza statistică a indicilor morfometrici să fie cît mai aproape de cele reale, este necesar să măsurăm 120 de galeţi pentru clasa dimensională 4,0—6,0 cm şi 150 de galeţi pentru clasa dimensională 3,0—3,5 cm.

Cu ajutorul acestor diagrame, operatorul poate afla numărul de elemente necesar a fi măsurate pentru a obţine un rezultat concludent asupra mediului de formare a rocii respective.

Sîntem însă de părere că medii obţinute pe un număr mai mic de măsurători pot sau nu să fie reale. Valori accidentale pot influenţa atît de mult valoarea mediei, încît să ducă la interpretări eronate.

BIBLIOGRAFIE

1. Andel Van Tj. H., Wiggers A. J. a. Maarleveld, *Roundness and shape of marine gravel from Urk (Netherlands); a comparison of several methods of investigation*, J. of Sedimentary Petrology, 1954, **24**, *2*, 100—116.
2. Antonescu Em., Balş St., Georgescu Fl., Georgescu V., Mantea Gh., Mihăilescu N., Panin N. şi Tomescu C., *Date sedimentologice asupra depozitelor senonian-daniene din regiunea Vinţu-de-Jos — Geoagiu*, St. şi cerc. geol., 1963, **VIII**, *2*, 215—234.
3. Cailleux A., *Distinction des galets marins et fluviatiles*, Bull. Soc. Géol. France, 1954, **XV**, *7—8*, 375—404.
4. — *Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie*, Geologische Rundschau, 1953, **40**, *1*, 11—19.
5. Cailleux A. et Tricart J., *Initiation à l'étude des sables et galets*, Paris, 1953.
6. Carvalho et Soares G. de, *Quelques résultats de l'application de méthodes morphométriques aux dépôts récents du bassin du Vouga (Portugal)*, Memoria set Noticias, Lisabona, 1952.
7. Contescu L. et Mihăilescu N., *Etude sédimentologique des dépôts aptiens de Pietroşiţa (vallée de la Ialomiţa)*, Rev. de géol. et de géogr., 1962, **6**, *1*, 67—104.
8. Griffiths J. C., *Measurement of the properties of sediments*, J. of Geology, 1961, **69**, *5*, 487—498.
9. Kuenen Ph. H., *Experimental abrasion of pebbles. 2. Rolling by current*, J. of Geology, 1956, **64**, *4*, 336—368.
10. Куларенко А. А., *Форма галечного материала высоких террас реки Койвы*, Бюлл. Ком. по, изуч. четв. периода, Москва, 1947, *9*.
11. Panin N., Mihăilescu N., Jipa D. şi Contescu L., *Sur le mode de formation des Conglomérats de Bucegi*, Congresul al V-lea al Asociaţiei geologice Carpato-Balcanice, Bucureşti, 1961, **III**, *2*, 89—105.
12. Rosfelder A., *Contributions à l'analyse texturale des sédiments*, Thèse, Alger, 1960.

Întreprinderea de prospecţiuni şi laboratoare.

Primită în redacţie la 28 aprilie 1964.

CAZURI DE GIGANTISM LA FORMA *PALAEOCARPILIUS MACROCHEILUS* DESMAREST DIN EOCENUL SUPERIOR DE LA BUCIUMI (ȚARA CHIOARULUI) BAZINUL BAIA-MARE

DE

V. GHIURCA şi R. GIVULESCU

Autorii semnalează prezenţa unor forme de *Palaeocarpilius macrocheilus* Desmarest, care prin talia lor mare se detaşează net de formele descrise pînă în prezent. În tabel se redau elementele biometrice ale formelor gigantice în comparaţie cu cele normale.

La noi în țară forma de *Palaeocarpilius macrocheilus* a fost semnalată din marnele cu *Nummulites fabiani* de la Cluj — Mînăștur şi Izvorul Crişului (4), iar în regiunile nordice din localitățile Buteasa, Boiul-Mic şi Răstoci (6).

Exemplarele studiate [1] au fost colectate din cariera de calcar de la confluența pîrîului Podul Slatinei cu valea Chioarului, din raza comunei Buciumi (r. Șomcuta-Mare).

Se pare că în regiune seria calcaroasă eocen superioară formează un imens recif (bioherm) cuprins şi sprijinit între cele două insule de cristalin : Preluca în E şi Țicău în V.

În afară de crabi, au fost colectate şi alte forme fosile care ne permit să reconstituim parţial asociaţia de viaţă, ce avea următoarea componență : *Halitherium* sp. — coaste, *Campanile parisiensis* Lam. var. *clujenzis* Mészáros, *Echinolampas giganteus* Páv., *Tellina sinuata* Lam.,

[1] O parte din exemplarele studiate ne-au fost puse la dispoziţie de prof. I. Iakab de la Şcoala medie din Ferneziu, iar o altă parte au fost colectate de elevul Mircea Romitan, cărora ţinem să le mulţumim călduros şi pe această cale.

St. şi cerc. geol. geofiz. şi geogr. Seria geologie t. 9 nr. 2 p. 543–549 Bucureşti 1964

20–c. 5625

Hippochrenes sp., *Ostrea* sp., *Spondylus radula* Lam., *Nautilus* sp. şi foarte numeroşi hexacoralieri coloniali şi solitari.

Descrierea formelor gigantice. Din compararea datelor de măsurători efectuate la 10 exemplare din cele 27 colectate, rezultă că unele exemplare, prin talia lor mare, se detaşează net de celelalte şi de asemenea că între formele cu talie mare şi cele cu talie mică există şi forme intermediare. Pînă în prezent, în literatura de specialitate formele de *P. macrocheilus* Desm. au fost citate ca avînd diametrul cuprins între 10 şi 90 mm pentru exemplarele din R.A.U. şi 60 şi 90 mm pentru exemplarele din R. P. Ungară. Parte din exemplarele noastre (5 bucăţi) au dimensiunile maxime cuprinse între 130 şi 150 mm, deci cu 60—90 mm mai mult decît cele cunoscute pînă în prezent.

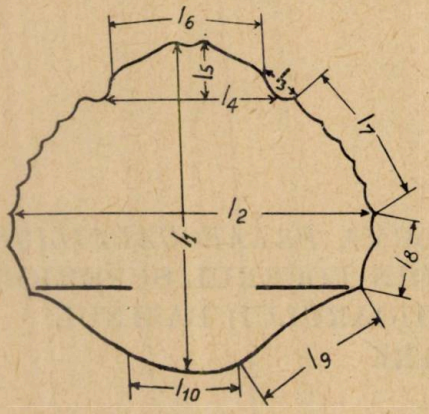


Fig. 1. — Elementele biometrice ale cefalotoracelui.

Cefalotoracele are un contur ovoidal-bombat înscris într-un heptagon (fig. 1). În porţiunea frontală a cefalotoracelui se individualizează un rostrum de 11—19 mm lungime, uşor îndoit şi terminat anterior cu

Tabelul nr. 1

Date biometrice (în mm)

Nr. crt.	Cefalotorace		Rostrum			Cavitatea orbitală	Marginile cefalotoracelui			
	lung. l_1	lăţ. l_2	lăţ. de bază l_4	lung. l_5	lăţ. frontală l_6	deschidere l_3	anterioară laterală l_7	laterală l_8	laterală posterioară l_9	posterioară l_{10}
1	103	141	59	17	50	8	42	38	53	58
2	114	151	63	18	53	11	48	45	63	62
3	100	137	58	17	49	9	43	39	54	57
4	102	138	56	16	47	10	38	39	52	59
5	101	130	54	19	48	9	36	35	47	48
6	86	111	49	14	40	8	32	32	43	42
7	64	83	38	11	30	8	28	21	34	32
8	67	88	40	12	33	8	27	20	43	32
9	61	80	35	8	?	7	28	18	30	32
10	65	87	38	11	33	8	27	20	38	33

2 spini. Cavitatea orbitală, cu dimensiuni între 8 şi 11 mm, apare ca un intrînd în carapace de formă semicirculară asimetrică, înconjurată de un franj bombat şi protejată de doi spini infraorbitali. Marginea anterioară laterală (l_7) şi laterală (l_8) se prezintă ca o linie curbă continuă, prevăzută la distanţe relativ egale cu spini triunghiulari uşor rotunjiţi, în număr de 7. Cefalotoracele prezintă o regiune mai bombată situată în partea ante-

Fig. 2. — *Palaeocarpilius macrocheilus* Desm. Exemplarul nr. 1 văzut dorsal (mărime naturală, 1/1).

Fig. 3. — *Palaeocarpilius macrocheilus* Desm. Exemplarul nr. 1 văzut ventral (mărime naturală, 1/1).

Fig. 4. — *Palaeocarpilius macrocheilus* Desm. Exemplarul nr. 3 văzut dorsal (micşorat aprox. 1/2).

Fig. 5. — *Palaeocarpilius macrocheilus* Desm. Exemplarul nr. 3 văzut ventral (micşorat aprox. 1/2).

rioară și una mai atenuată în partea posterioară pe care la exemplarele decorticate se observă și impresiuni musculare de forma unor rinichi prevăzute cu rugozități. Tot în această regiune apar și două creste rectilinii, care înspre centrul carapacei se estompează destul de brusc, în timp ce spre marginea carapacei se termină cu cîte un spin. Crusta carapacei are o culoare albă ca varul, fiind ornată de o serie de pori rotunzi, împrăștiați regulat pe întreaga suprafață a cefalotoracelui. La exemplarele cu crusta îndepărtată se pot observa și unele linii de sutură a plăcilor (fig. 2 și 4).

Regiunea ventrală este în general bine păstrată, cu excepția periopodelor. Regiunea abdominală alungită este alcătuită din 6 segmente. Ea este înconjurată de o regiune mai coborîtă, cu zone bine delimitate prin linii curbe alungite. În partea posterioară a abdomenului semnalăm prezența a patru spini plasați sub periopode. În ceea ce privește apendicele, avem exemplare la care s-au păstrat fie una, fie ambele foarfece. Ca și la formele actuale de crabi, de regulă una din foarfece are dimensiuni mai mari, ele nefiind simetrice. Se pare că coxopoditul și bazipoditul sînt contopite într-un singur segment alungit și pătratic. Ischiopoditul este mare și de aspect triunghiular. Meriopoditul este alungit, pătratic și prevăzut cu o creastă. Carpopoditul este reprezentat numai printr-un segment mic, interpus între meriopodit și carpus. Propoditul (carpus) are talia cea mai mare dintre segmente, cu un aspect dreptunghiular ușor bombat, prevăzut cu o creastă. În partea superioară poartă 7 tuberculi spinoși bine reliefați. Polexul cilindro-conic ascuțit prezintă în partea sa bazală și în cea superioară cîte un tubercul spinos. Indexul, tot cilindro-conic, ca și polexul, nu este prevăzut cu dinți vizibili. Periopodele s-au păstrat numai prin partea lor de inserție (fig. 3 și 5).

Din totalul de 27 de exemplare studiate, 10 forme sînt masculi și 17 sînt femele.

Răspîndire. Formele de *P. macrocheilus* Desm. sînt citate din formațiunile eocenului superior și ale oligocenului inferior din : R. P. Ungară, Italia, Franța și R.A.U.

Concluzii paleoecologice și stratigrafice. Ținînd seama de formele fosile din biotopul de pe valea Chioarului, formele de *P. macrocheilus* Desm. au trăit într-un mediu recifal, la adîncimi de 40—60 m, apă caldă oxigenată, salinitate normală și cu aporturi terigene reduse. Deoarece la noi în țară forma a fost semnalată pînă în prezent numai din eocenul superior, ea ar putea fi considerată ca o formă destul de caracteristică acestor formațiuni.

BIBLIOGRAFIE

1. Bittner A., *Die Brachyuren des vicentinischen Tertiärgebietes*, Denkschr. d.K. Akad. Wiss. Math. Naturw. Kl., 1875, **XXIV**.
2. — *Neue Beiträge zur Kenntnis der Brachyuren-Fauna des Alttertiärs von Vicenza und Verona*, Denkschr. d. K. Akad. Wiss. Math. Naturw. Kl., 1883, **XLVI**.
3. — *Neue Brachyuren des Eozäns von Verona*, Sitzungsber. d. K. Akad. Wiss., 1886, **XCIV**.

4. Koch A., *Az Erdélyrészi medencze harmadkori kèpződményei (I)*, A. M. K. Földt. Int. Evkönyve, 1894, **X.**
5. Lăzărescu V., *Asupra unei specii noi de Coeloma și considerațiuni paleoecologice asupra Brachyurelor*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie-geografie, 1957, **II**, *3—4*.
6. Lörenthey E. u. Beurlen K., *Die fossilen Dekapoden der Länder der Ungarischen Krone*, Geol., Hung., ser. paleont., 1924, *3*.
7. Lörenthey E., *Beiträge zur Dekapoden Fauna des ungarischen Tertiärs*, Math. u. Nat. Ber. a. Ung., 1897—1898, **XIV-XXI**.
8. Reuss A. E., *Zur Kenntnis fossiler Kraben. III. Über Brachyuren der Nummulitengebilde*, Denkschr. d. K. Akad. d. Wiss. Math. Naturw. Kl., 1859, **XVII**.

Universitatea „Babeș-Bolyai", Cluj, Facultatea de biologie-geografie și Institutul pedagogic Baia-Mare.

Primită în redacție la 10 martie 1964.

O SPECIE NOUĂ DE *CONGERIA* ÎN DEPOZITELE OLIGOCENULUI SUPERIOR DIN NORD-VESTUL TRANSILVANIEI

DE

V. MOISESCU

Lucrarea de faţă cuprinde descrierea unei specii noi de *Congeria*, colectată din regiunea Arghiş — Tămaşa şi Cubleş — Sîncraiul-Almaşului (nord-vestul Bazinului Transilvaniei) din depozite oligocen superioare (strate de Cetate, strate de Zimbor şi strate de Sînmihai).

Congeria tenuissima n. sp. (holotip ; pl. I, fig. 2, *a* şi *b*) prezintă valve cu cochilia subţire, avînd un contur subtriunghiular. Suprafaţa postcarenală slab dezvoltată, puţin plată, talie mică, marginea dorsală regulat angulară, carena vizibilă, umbone mic cu vîrful drept, slab recurbat anterior.

Cercetările efectuate asupra materialului faunistic colectat din depozitele oligocenului superior (nord-vestul Transilvaniei — circa 40 km nord-vest de Cluj) pun în evidenţă existenţa unor specii de lamellibranchiate şi gasteropode încă necunoscute [1]. Printre acestea, în lucrarea de faţă descriem o specie nouă de *Congeria*, care se găseşte localizată la diferite nivele ale oligocenului superior (strate de Cetate, strate de Zimbor şi strate de Sînmihai).

Fauna de congerii din stratele de Cetate este localizată în orizontul marno-şistos fosilifer (nivelul argilo-marnos cenuşiu) din regiunea Arghiş-Tămaşa, asociată cu forme salmastre şi de apă dulce menţionate anterior (3). În stratele de Zimbor fauna cu congerii apare pe valea Cubleşului la Dosul Obîrşii, într-un punct fosilifer împreună cu diferite specii ale genului *Cerithium*, *Cyrena* şi *Psammobia*. La circa 2 km spre est de localitatea Cubleş, pe valea Sîncraiului la nord de Dealul Daiu se găseşte un alt punct

[1] Asupra întregului material faunistic colectat, vom reveni cu detalii într-o lucrare viitoare.

St. şi cerc. geol. geofiz. şi geogr. Seria geologie t. 9 nr. 2 p. 551–554 Bucureşti 1964

fosilifer cu congerii, într-o intercalație marno-nisipoasă subțire situată în partea mijlocie a pachetului de argile roșii care aparțin stratelor de Sînmihai.

LAMELLIBRANCHIATE — ANISOMYARIA

Fam. DREISSENIDAE Gray, 1840

Gen. Congeria Partsch, 1836

Congeria tenuissima n. sp.

(Pl. I, fig. 2, *a* și *b*, 3 și 4)

Typus : pl. I, fig. 2, *a* și *b* (Col. lab. paleont. Univ. București, nr. 3 250).

Derivatio nominis : de la cochilia relativ subțire.

Locustypicus : puțul minier Arghiș, regiunea Arghiș — Tămașa, nord-vestul Transilvaniei.

Stratum typicum : orizontul marno-șistos fosilifer, nivelul argilo-marnos cenușiu (oligocen superior).

Diagnoză. Cochilie de talie mică, atingînd 6—12 mm lungime. Holotipul (pl. I, fig. 2, *a* și *b*) prezintă un contur subtriunghiular aproape simetric. Valva dreaptă, bine conservată, prezintă marginea anterioară dreaptă, puțin concavă. Marginea posterioară, mai lungă, formează un unghi obtuz aproximativ la jumătatea cochiliei.

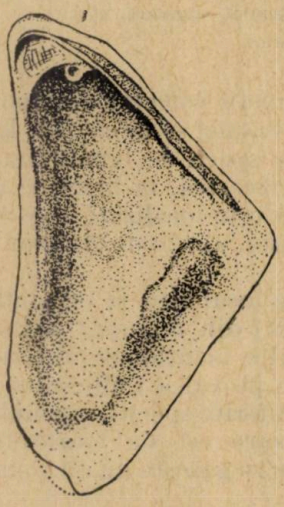


Fig. 1. — Partea internă a valvei drepte de la *Congeria tenuissima* mărită de 12 ori.

Partea inferioară sau ventrală este rotunjită ; cea dorsală ascuțită. Umbonele, mic, ascuțit, are vîrful puțin recurbat anterior. Impresiunea mușchiului anterior, subovală, foarte mică, este situată sub marginea inferioară a septului, în apropierea extremității superioare a impresiunii ligamentare. Impresiunea mușchiului aductor posterior, de formă oval-alungită, este situată spre jumătatea inferioară a marginii posterioare a valvei (fig. 1).

Suprafața ligamentară subtriunghiulară, cu partea îngustă orientată spre croșet, prezintă striuri fine, perpendiculare între ele. Către marginea postero-superioară, din adîncitura care se găsește imediat sub sept, se desprinde apofiza, la al cărei capăt posterior este situată impresiunea bissusului.

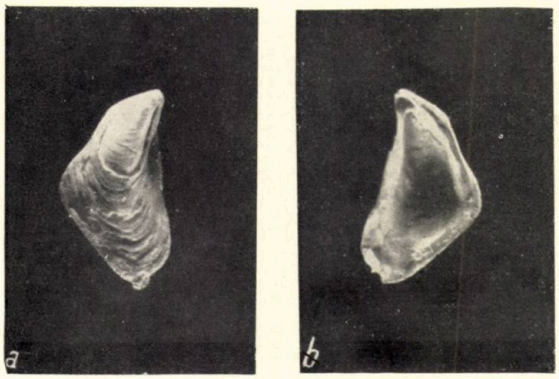


Fig. 2 — 4. — *Congeria tenuissima* n. sp.

Fig. 2. — *a* și *b*, Holotip, valva dreaptă, fețele internă și externă (4,5 ×).

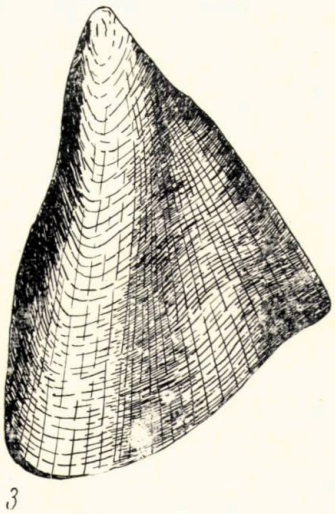


Fig. 3. — Paratip, valva stîngă, fața externă (6 ×).

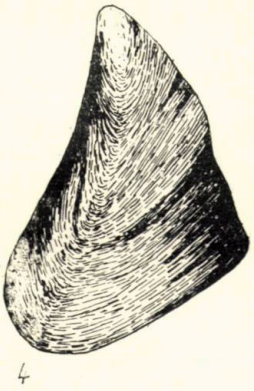


Fig. 4. — Paratip, valva stîngă, fața externă (5 ×).

Începînd din imediata vecinătate a umbonelui, de-a lungul marginii posterioare la contactul dintre cele două valve, se observă un șanț superficial, plat, care se prelungește spre partea ventrală pe toată marginea postero-superioară. Acest șanț prezintă aceeași conformație și la valva stîngă.

Carena, vizibilă în zona umbonală, se atenuează treptat spre partea ventrală a valvei. Suprafața externă a valvei prezintă striuri de creștere concentrice fine spre umbone și mai accentuate spre partea inferioară. Partea anterioară a carenei are o cădere bruscă ; cea posterioară, mai dezvoltată, este puțin plată. Holotipul are dimensiunile : lungime 6,00 mm, lățime 3,10 mm, convexitate 0,60 mm. La celelalte exemplare s-a măsurat : lungime 9,50 mm și 11,30 mm, lățime 6,50 mm și 7,50 mm, convexitate 1,00 mm și 2,00 mm.

Diagnose. *Congeria tenuissima* n. sp. (hólótype pl. I, fig. 2 *a* et *b*) présente des valves ayant une coquille mince à contours subtriangulaires. Surface postcarénale faiblement développée, taille réduite, bord dorsal toujours angulaire, carène visible, crochet de petites dimensions à pointe droite, faiblement recourbé vers la partie antérieure.

Raporturi și deosebiri. W. W o l f f, descrie și figurează un exemplar ((5), p. 234, pl. XX, fig. 11) de *Dreissensia basteroti* Deshayes = *Congeria basteroti* (Deshayes) de talie mică ce se aseamănă cu exemplarele de *Congeria tenuissima* în ceea ce privește partea posterioară angulară și mărimea valvelor.

Se deosebește după convexitatea carenei care este mai bine marcată și după croșetul drept neascuțit.

Specia de care ne ocupăm se apropie și de exemplarele descrise și ilustrate de E. J e k e l i u s sub numele de *Congeria carasi* ((2), p. 93, pl. XXVIII, fig. 5) și *Congeria soceni* ((2), p. 92, pl. XXVII, fig. 3) colectate din depozite sarmato-pliocene. Cu *Congeria carasi* se aseamănă în ceea ce privește mărimea valvelor și conturul lor. La unele din exemplarele de *Congeria tenuissima* (pl. I, fig. 3), marginea inferioară este uneori slab sinuoasă și carena mai rotunjită, ceea ce o deosebește de *Congeria carasi*.

În ceea ce privește *Congeria soceni*, deosebirea constă în forma umbonelui mai ascuțit și marginea inferioară mai angulară. Cu *Congeria tenuissima* mai sînt comparabile și speciile descrise de N. A n d r u s o v sub numele de *Congeria neumayri* ((1), pl. I, fig. 11), *Congeria balatonica* Partsch ((1), pl. IV, fig. 19—22) și *Congeria zoići* Brusina ((1), pl. V, fig. 13).

Asemănarea constă atît în ceea ce privește marginea dorsală angulară și cea inferioară rotunjită, așa cum se observă la *Congeria neumayri*, cît și în ceea ce privește existența unei suprafețe postcarenale bine dezvoltate, ca la *Congeria balatonica*. Prezența unui umbone proeminent și a unei suprafețe postcarenale puțin dezvoltate constituie criterii de deosebire a speciei *Congeria tenuissima* de *Congeria neumayri*.

De asemenea plasarea unghiului obtuz în prima jumătate a marginii posterioare, existența unei suprafețe ligamentare alungite și înguste,

precum şi a umbonelui care este mai ascuţit, deosebesc specia *Congeria balatonica* de *Congeria tenuissima*.

Asemănarea dintre *Congeria tenuissima* şi *Congeria zoici* constă în existenţa unei margini inferioare rotunjite şi slab ondulate, unghiul obtuz al marginii posterioare fiind situat în jumătatea inferioară a acesteia. Deosebirea constă în marginea anterioară care la *Congeria zoici* este dreaptă, iar nu concavă. Carena larg dezvoltată nu delimitează o suprafaţă postcarenală plată la *Congeria zoici*.

BIBLIOGRAFIE

1. Andrusov N., *Fossile und lebende Dreissensidae Eurasiens*, St.-Pe.ersburg, 1897.
2. Jekelius E., *Sarmat und Pont von Soceni (Banat)*, Mem. Inst. geol. Rom., 1944, V.
3. Moisescu V., *Contribuţii la cunoaşterea faunei de moluşte oligocene din regiunea Ticu — Tămaşa (bazinul văii Almaşului, nord-vestul Transilvaniei)*, St. şi cerc. geol., 1963, 8, 2.
4. Sandberger F., *Die Land — und Süsswasser — Conchylien der Vorwelt*, Wiesbaden, 1870—1875.
5. Wolff W., *Die Fauna der südbayerischen Oligocaenmolasse*, Palaeontographica, 1897, 43.

Institutul de geologie-geografie al Academiei R.P.R.

Primită în redacţie la 10 martie 1964.

71

Revista Studii şi cercetări de geologie, geofizică şi geografie — Seria geologie publică lucrări cu caracter fundamental şi aplicativ din domeniul stratigrafiei, paleontologiei şi tectonicii, precum şi din cel al mineralogiei, petrografiei, metalogeniei şi geochimiei; de asemenea, sînt incluse articole de sedimentologie şi de geofizică, al căror conţinut prezintă implicaţii importante în cunoaşterea formaţiunilor geologice.

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugaţi să înainteze articolele, notele şi recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schiţele şi hărţile vor fi executate în tuş, pe hîrtie de calc. Tabelele şi ilustraţiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Figurile din planşe vor fi numerotate în continuarea celor din text. Se va evita repetarea aceloraşi date în text, tabele şi grafice. Explicaţia figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face în ordinea numerelor. Numele autorilor va fi precedat de iniţială. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanţelor internaţionale.

Autorii au dreptul la un număr de 50 de extrase, gratuit.

Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

Corespondenţa privind manuscrisele, schimbul de publicaţii etc. se va trimite pe adresa comitetului de redacţie, Calea Victoriei nr. 125, Bucureşti.

1965 JUN 15

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI R.P.R.

ION VELCEA, **Ţara Oaşului, Studiu de geografie fizică şi economică**, 1964, 168 p. + 4 pl., 9 lei.

ION ATANASIU, **Cutremurele de pământ din Romînia**, 1961, 196 p. + 17 pl., 13,70 lei (epuizat).

VALERIA MICALEVICH-VELCEA, **Masivul Bucegi. Studiu geomorfologic**, 1961, 152 p. + 18 pl., 17,80 lei.

GH. BOMBIŢĂ, **Contribuţii la corelarea eocenului epicontinental în R. P. Romînă**, 1963, 116 p. + 8 pl., 6,45 lei.

P. GÎŞTESCU, **Lacurile din R.P.R., Geneză şi regim hidrologic**, 1962, 296 p. + 7 pl., 22 lei.

N. VLAICU-TĂTĂRÎM, **Stratigrafia eocenului din regiunea de la sud-vest de Cluj**, 1963, 208 p. + 24 pl., 15 lei.

T. IORGULESCU, N. I. NICULESCU şi MARIA PENEŞ, **Vîrsta unor masive de sare din R.P.R.**, 1962, 122 p. + 1 pl., 6,10 lei.

ION PREDA, **Studiul geologic al regiunii Roşia-Meziad (Munţii Pădurea Craiului)**, 1962, 112 p. + 11 pl., 8,85 lei.

AMALIA SZŐKE şi LIVIA STECLACI, **Regiunea Toroiaga—Baia Borşa. Studiu geologic, petrografic, mineralogic şi geochimic**, 1962, 240 p. + 25 pl., 19 lei.

VICTORIA STIOPOL, **Studiul mineralogic şi geochimic al complexului filonian din Munţii Tibleşului**, 1962, 96 p. + 3 pl., 4,80 lei.

* * *, **Probleme de geografie**, vol. IX, 1963, 372 p. + 17 pl., 22,30 lei.

* * *, **Probleme de geografie**, vol. X, 1963, 312 p. + 19 pl., 21,90 lei.

* * *, **Cercetări de pedologie. Lucrările Conferinţei de pedologie, Bucureşti, septembrie 1958**, 1961, 680 p. + 20 pl., 34,20 lei.

* * *, **Probleme de geofizică**, vol. I, 1961, 276 p. + 9 pl., 13,70 lei.

* * *, **Probleme de geofizică**, vol. II, 1963, 244 p. + 8 pl., 14,50 lei.

ST. ŞI CERC. GEOL. GEOFIZ. ŞI GEOGR. SERIA GEOLOGIE
T. 9 NR. 2 P. 239—554 BUCUREŞTI 1964

C. P. „Informaţia" — c. 4625

43 824

Lei 30.—